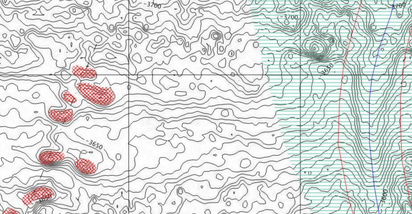
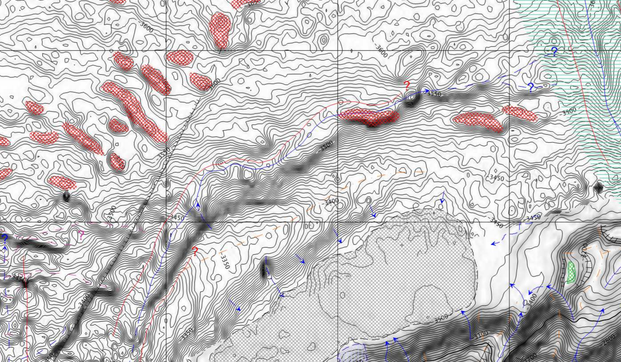
CARTA INTERPRETATIVA DELL'AREA DELLA CONOIDE TORBIDITICA DEL FIUME MAGDALENA (COLOMBIA - MAR DEI CARAIBI)

Scala 1:200.000

0 5 10 15 20 km





LEGENDA

SCALA DELLE PENDENZE

40° 38° 36° 34° 32° 30° 28° 26° 24° 22° 20° 18° 16° 14° 12° 10° 8° 6° 4° 2°

- FLUSSI
  - evidenti
  - presunti
- TRACCE DI FLUSSI RELITTI
  - evidenti
  - presunti
- LINEE DI "DISPLUVIO"
- TRACCE DI ARGINE DI CANALE
  - evidenti
  - presunti
- ROTTURE DI PENDIO LINEARI ED ORLI DI SCARPATA
- ROTTURE DI PENDIO CIRCOIDI
- AREE IN CONTROPENDENZA
- BACINI CHIUSI
- PROBABILI DEPOSITI DI FRANA
- DEPRESSIONI ISOLATE
- DEPOSITI DI CONOIDE SOTTOMARINA

NOTE:
Il reticolato è kilometrico.
Equidistanza area di piana: 5 m; equidistanza area Dorsali - Fronte retrostante - Canyon di Aguja: 25 m.
Mappa pendenze: i gradienti superiori a 30° non rispecchiano la realtà ma sono artefatti dell'interpolazione.
Dati rilevamento multibeam BIO "Hesperides", Aprile 1997, campagna MAYC 97, HE040 - CSIC.

Rapporti tra la conoide torbiditica del fiume Magdalena ed il prisma di accrezione nord colombiano tramite elaborazione dei dati multibeam - Tesi di laurea, G.Guardati.

1370000 1360000 1350000 1340000 1330000 1320000 1310000 1300000 1290000 1280000 1270000 1260000 1250000

465000 475000 485000 495000 505000 515000 525000 535000 545000 555000 565000 575000 585000 595000 605000

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI ROMA "LA SAPIENZA"

Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali

CORSO DI LAUREA IN SCIENZE GEOLOGICHE

Tesi sperimentale in Geologia Marina

Rapporti tra la conoide torbiditica del Fiume Magdalena ed il prisma di accrezione nord colombiano tramite elaborazione di dati multibeam

Giulio Guardati

ANNO ACCADEMICO 1999-2000

Tre regole d'oro.
È un errore far capire ad un computer che hai fretta.
Quando lo metti in memoria, ricordati dove lo metti.
Errare è umano, ma per incasinare davvero tutto ci vuole un computer.

INDICE

CAPITOLO 1 - INTRODUZIONE 8

1.1 CENNI STORICI 8
1.1 CENNI STORICI 9
1.2 EVOLUZIONE TETTONICA DEI CARAIBI 13
1.2.1 Teorie sulla staticità della placca caraibica 13
1.2.2 Teorie sulla mobilità della placca caraibica 13
1.2.3 Attuale dinamica della placca caraibica 21
1.3 PRISMA DI ACCREZIONE SUD CARAIBICO 23
1.4 GENESI DEL BACINO DEL FIUME MAGDALENA 27
1.5 IL FIUME MAGDALENA 27
1.6 DISTRIBUZIONE E NATURA DEI SEDIMENTI NEL BACINO DELLA COLOMBIA 30
1.7 NATURA DEI SEDIMENTI DEL MAGDALENA 32
1.8 ASSETTO MORFOLOGICO DELLA CONOIDE TORBIDITICA E SEDIMENTI PROFONDI 33
1.9 RAPPORTI TRA LA *SOUTH CARIBBEAN DEFORMED BELT* ED IL SISTEMA TORBIDITICO DEL MAGDALENA 35
1.10 SCOPO DEL LAVORO 37
1.11 METODOLOGIE 39
1.11.1 Rilevamenti magnetici e gravimetrici 39
1.11.2 Rilevamenti sismici 40
1.11.3 Il multibeam 40
1.11.4 Processamento dei dati multibeam 40

CAPITOLO 2 – ANALISI MORFOLOGICA DELL'AREA DI STUDIO 46

2.1 ZONA DELLE "DORSALI" 47
2.1.1 Dorsale Esterna 47
2.1.2 Dorsale Interna 50
2.1.3 Canyon v1–v15 52
2.1.4 Origine del canyon v1-v15 54
2.1.5 Terminazione nordorientale del canyon v1-v15 56
2.1.5 Terminazione nordorientale del canyon v1-v15 57
2.1.6 Terza Dorsale 57
2.1.7 Piana "Chiusa" 58
2.1.8 Piana "Triangolare" 59
2.2 FRONTE REROSTANTE 60
2.2.1 Valle Interna 61
2.2.2 Tratto del Fronte Retrostante a Sudovest del canyon di Aguja 62
2.2.3 Canyon f1-f11 65
2.2.4 Area compresa tra r8 ed r10 69
2.2.5 Tratto del Fronte Retrostante a NE del Canyon di Aguja 71
2.3 CANYON DI AGUJA 73
2.3.1 Settore Sudorientale 75
2.3.2 Conca 2 76
2.3.3 Conca 1 76
2.3.4 Incisioni 1 77
2.3.5 Settore Centrale e sbocco del canyon 78
2.4 MORFOLOGIA DELLE ZONE ABISSALI 84
2.4.1 Conoide del canyon di Aguja 84
2.4.2 Rapporti della conoide con le strutture circostanti 87
2.4.3 Piana occidentale 88
2.4.4 Canyon 01-07 88
2.4.5 Canali 011-012 e 08-010 88
2.4.6 Canale a9-a12 90
2.4.7 Canale a1-a8 90
2.4.8 Canale "b" 91
2.4.9 Canale "z" 96
2.4.10 Traccia "q" 97
2.4.11 Strutture Relitte 97
2.4.12 Lineazione "cc" 101
2.4.13 Incisioni "ss" 102

2.4.14 Canali "vz1-vz9" e "c9a-c9d" 102
2.4.15 Lineazione "ln1-ln8" 103
2.4.16 Depressioni allungate 103
2.5 ANALISI SPEDITIVA DEI DATI SISMICI 109
2.5.1 Area delle dorsali e fronte retrostante 109
2.5.2 Conche e bacini chiusi 109
2.5.3 Aree interessate da flussi 110
2.5.4 Canali nelle aree di piana batiale 114
2.5.5 Depressioni allungate 115
2.5.6 Canyon di Aguja 115
CAPITOLO 3 - RIEPILOGO E CONCLUSIONI 118
3.1 MOVIMENTI VERTICALI 118
3.2 POSSIBILI CONNESSIONI TRA LINEE DI DRENAGGIO 123
3.3 DIREZIONI PREFERENZIALI DI DRENAGGIO 123
3.4 MODELLI STRUTTURALI 125
3.5 CONCLUSIONI 130
APPENDICI 133
RINGRAZIAMENTI 197

CAPITOLO 1
INTRODUZIONE

1.1 CENNI STORICI[1]

La prima copertura delle medesime aree mappate nel 1997 dalla nave oceanografica "Hesperides" risale agli anni 1935-36 e fu eseguita sulla base degli ecoscandagli effettuati dal sottomarino della marina degli Stati Uniti U.S.S."Nokomis". Sulla base di quei rilevamenti fu costruita una prima mappa della batimetria dei fondali antistanti le tre bocche del Magdalena.

Se si escludono alcuni studi di ingegneria del 1908 finalizzati alla rimozione di banchi di sabbia all'imboccatura del fiume per consentire il passaggio di grandi battelli, il primo lavoro vero e proprio risale al 1956 ad opera di B.C. Heezen e riguarda il problema applicativo legato alle rotture di cavi sottomarini verificatesi al largo di *Barranquilla* tra il 1932 ed il 1955. Tale lavoro ufficializza in un certo senso l'esistenza del fenomeno delle correnti di torbida, idea relativamente giovane per quel tempo e che risaliva a circa venti anni prima, quando fu suggerita da R. Daly che interpretava così la dinamica dei canyon sottomarini e ripresa negli anni quaranta da P. Kuenen che riprodusse sperimentalmente in laboratorio il fenomeno a piccola scala. Nel 1929 in occasione del terremoto dei "Grand Banks", allo sbocco del *Laurantian Channel* in Canada, si generò una corrente di torbida che tranciò in successione una serie di cavi telefonici e telegrafici permettendo così di quantificare per la prima volta la velocità e l'energia del fenomeno.

Negli anni '60 fa il suo ingresso nella geologia marina la sismica a riflessione con i primi rilevamenti riguardanti la distribuzione del sedimento nel Mar dei Caraibi ad opera di J. Ewing *et alii* (1961, 1965, campagne VEMA e CONRAD) e con lavori di B.C. Heezen e N.G. Muñoz (1965) e N.G. Muñoz (1966); nel 1966 vengono eseguite le campagne oceanografiche delle navi R/V "Trident" della University of Rhode Island e R/V "Thomas Washington" dello Scripps Institution, quest'ultima finalizzata allo studio della zona di instabilità che ospitava i cavi rotti già citati in Heezen; nel 1969 ha luogo un'altra campagna dello Scripps con la nave R/V "Argo". I rilevamenti della "Thomas Washington" mettono in luce un nuovo fenomeno analizzato per la prima volta da Shepard et alii (1968); la presenza di un'ampia area, compresa tra le profondità 900-1200 m al largo di *Barranquilla,* che ospita numerosi diapiri di dimensioni kilometriche che si ergono fino a 200 m al di sopra del fondale circostante e si seguono con la sismica fino a 700 m al di sotto di questo; il fenomeno è imputato, al pari della rottura dei cavi e del collasso di banchine a terra, a movimenti gravitativi subacquei dovuti alla rapida progradazione del corpo del delta. Il fenomeno dei diapiri, siano essi in mare aperto o nell'entroterra, sarà ripreso nei lavori futuri di vari autori (Ball 1969, Shepard 1973 e 1976, Shepard et alii 1968, Vernette 1989, Vernette et alii 1992).

I dati batimetrici, magnetici e sismici raccolti dalla "Trident" sono analizzati e pubblicati in un lavoro del 1971 da D.C. Krause il quale peraltro fu in grado, in uno dei carotaggi effettuati, di campionare uno dei diapiri; l'osservazione diretta ne rivelò una composizione esclusivamente fangosa consentendo di identificare i precedenti come intrusioni fangose dovute a compressione piuttosto che come domi

[1] Vengono citati in questa breve premessa solamente i lavori specificamente di geologia marina anche se nell'arco degli stessi anni sono stati condotti parallelamente numerosi studi di geologia strutturale e tettonica sulla terraferma per meglio comprendere i rapporti tra le placche caraibica e sudamericana; lavori che sono stati spesso alla base degli stessi studi di geologia marina successivi.

salini come sostenuto invece da Shepard et alii (1968). Nel 1971 una nuova campagna finanziata dall' "Office of Naval Research" e dalla "National Science Foundation" copre, con la nave R/V "Alaminos", le medesime zone (leg II). I dati di tale investigazione producono un interessante rapporto pubblicato da Bouma et alii (1972) sulla presenza di due canyon sottomarini ritrovati e descritti dettagliatamente anche nel presente studio[2] e sulla loro attività.

Nello stesso anno viene pubblicato il primo degli studi che interessano l'aspetto prettamente sedimentologico, ad opera di Duplaix et alii (1972), sulla base delle carote campionate durante una delle campagne del Lamont Doherty Geological Observatory della Columbia University (con la medesima nave R/V "Vema", probabilmente si tratta della stessa campagna già citata sopra). L'analisi consente di mappare le due provincie petrografiche dei bacini colombiano e venezuelano in base allo studio mineralogico delle sabbie torbiditiche. E' del 1978 uno studio analogo condotto da W. Prell sulla distribuzione dei sedimenti quaternari nel bacino della Colombia; per ulteriori lavori sulle caratteristiche e la distribuzione dei sedimenti sulla piattaforma continentale colombiana è necessario attendere gli anni '80 durante i quali Vernette et alii nel 1984 e Javelaud e Pujos nel 1987 (dell' Institute de Geologie du Bassin d'Acquitaine) conducono degli studi in merito.

Interessante è la pubblicazione di F.P. Shepard del 1973 *"Sea floor off Magdalena Delta and Santa Marta area, Colombia"* in quanto fa il punto della situazione su tutte le evidenze morfologiche e sismiche note fino a quel momento nell'area citata.

Appena al di fuori dell'area di studio sono presenti delle dune profonde (fino a - 4000 m) rilevate da A.H. Bouma e T.K. Treadwell (1975) su quello che gli autori suppongono essere la porzione più esterna e profonda della conoide torbiditica; nel loro lavoro (i dati appartengono alla medesima campagna della nave R/V "Alaminos" già citata), essi ritengono che questi corpi siano frutto di correnti di torbida ad alta densità o debris flows dal momento che l'energia del bacino a tali profondità è nulla.

Recenti dati geofisici raccolti nelle campagne del 1975, 1977 e 1978 dalla nave R/V "Ida Green" permettono a Lu e McMillen (1982) di distinguere due tipi essenziali di fondale nel bacino della Colombia: "basin floor – type" e "fan – type" oltre ad identificare chiaramente una fascia di deformazione che borda il margine meridionale del Mar dei Caraibi da Panama al bacino del Venezuela: la zona di convergenza dove i sedimenti del bacino sottoscorrono deformandosi al di sotto della zolla sudamericana; nello stesso lavoro viene messo in evidenza il fatto che il sistema torbiditico del fiume Magdalena, che giace al di sopra della suddetta fascia di deformazione a cavallo del margine compressivo, rispetto a questa non mostra alcuna deformazione indotta dalla convergenza. Analogo è il lavoro di Ladd et alii (1984) che sempre tramite sismica identificano la prosecuzione orientale della fascia di deformazione citata sopra, ora ribattezzata *"South Carribbean Deformed Belt".*

V. Kolla e R.T. Buffler sono gli autori di due articoli apparsi quasi contemporaneamente (1984) su Geo-Marine Letters e sull'AAPG bulletin; il secondo ha come coautore anche J.W. Ladd. Gli articoli sono frutto dello stesso studio sismico ristretto all'area dell'intero conoide del Magdalena che viene così analizzato per la prima volta in dettaglio secondo i canoni dettati da W.R. Normark (1978); vengono

[2]Si tratta dei canyon "f1-f11" e "v012-v017".

infatti distinte le "canoniche" zone di "upper – middle – lower fan" ed i relativi gradienti; vengono distinte sei unità sismiche delle quali le tre più alte attribuite al conoide vero e proprio ed associate con l'orogenesi andina (le altre appartenenti ad una sedimentazione "normale" che parte dal tardo Cretacico e correlabili in tutto il bacino della Colombia); viene infine ipotizzato un modello per spiegare il processo di sedimentazione ed i rapporti tra il meccanismo delle correnti di torbida ed i vari settori della conoide (flussi canalizzati che si evolvono in flussi non canalizzati al diminuire del gradiente).

Tra il 1984 ed il 1987 l'Institute du Bassin d'Aquitaine pubblica nel suo bollettino alcuni studi riguardanti l'area del Magdalena; oltre ai già citati studi sulla distribuzione dei sedimenti sulla piattaforma continentale (Vernette et alii, 1984 e Javelaud e Pujos, 1987) vi è uno studio sulla caratterizzazione sismica della piattaforma continentale e dei suoi sedimenti e strutture (Frappa et alii, 1984) ed un altro sulla dinamica stagionale delle correnti nel Mar dei Caraibi e la loro influenza sulla distribuzione dei materiali portati dal fiume (Pujos et alii, 1984). Sempre sullo stesso tema è il lavoro di Y.F. Thomas e C.A.A. Amaya (1989) i quali analizzano la distribuzione del materiale in sospensione tramite immagini da satellite.

Un nuovo spunto viene suggerito nel 1989 da N.A. Breen la quale ipotizza che la curvatura riscontrata nel fronte di deformazione (già "South Caribbean Deformed Belt") e più in generale nel prisma di accrezione in corrispondenza del corpo del delta, potrebbe essere dovuta al peso del delta stesso che in un caso di rapida sedimentazione come questo agisce come un corpo rigido solidale con la placca in subduzione; ciò, sotto la spinta della convergenza tra le due placche, potrebbe essere responsabile della formazione delle vaste strutture a pieghe presenti nella "San Jacinto belt" e del sollevamento del massiccio metamorfico di "Santa Marta", ambedue posti proprio alle spalle del sistema torbiditico.

Le pubblicazioni più recenti risalgono ai primi anni '90 e riguardano tanto problemi di carattere applicativo, come la rapida formazione di vasti corpi sabbiosi a ridosso delle banchine di recente costruzione alla foce di Barranquilla (Martinez et alii, 1990), quanto indagini sismiche atte ad identificare da una parte i rapporti tra la spessa sedimentazione del delta e gli stress indotti dalla tettonica delle placche (Vernette et alii, 1992 già citato), dall'altra le varie unità sedimentarie nell'intento di ricostruire la storia deposizionale nel bacino della Colombia (C.L. Bowland, 1993).

Studi più recenti nell'area del Magdalena sono attualmente in corso da parte dell'*"Instituto de Ciencias del Mar"* di Barcellona, del "*Consejo Superior de Investigaciones Cientificas"* (Ercilla et alii, 2000) e dal Dipartimento di Geologia dell'università *"EAFIT"* di Medellin, in Colombia.

Figura 1 - Placca caraibica e placche circostanti (da Malfait e Dinkelman, 1972, modificato; Base map: PCL Map Collection, università del Texas). Il riquadro a tratteggio copre l'area della figura 13.

1.2 EVOLUZIONE TETTONICA DEI CARAIBI

La placca caraibica comprende grossomodo l'intera area del Mar dei Caraibi; essa è delimitata ad Oriente e ad Occidente rispettivamente dalle Piccole Antille e dall'America Centrale; a Sud confina con la costa settentrionale del Sud America (Colombia e Venezuela) mentre a Nord è delimitata dalle Grandi Antille. I confini strutturali sono i medesimi; l'arco insulare delle Piccole Antille è in realtà un arco magmatico generato dalla subduzione verso Ovest della placca atlantica; l'istmo di Panama e la sua prosecuzione verso Nord fino al Messico è anch'esso un arco magmatico dovuto alla subduzione verso Est della placca pacifica; a Nord ed a Sud la placca caraibica è incuneata tra le due più grandi placche Nord e Sud Americana con le quali interagisce tramite una serie di svincoli tettonici che agiscono essenzialmente con una cinematica transpressiva (fig.1).
Sull'evoluzione tettonica della placca caraibica esistono due gruppi di ipotesi che possono essere descritte separatamente.

1.2.1 TEORIE SULLA STATICITÀ DELLA PLACCA CARAIBICA

Gli staticisti ritengono che la placca caraibica sia una struttura antica; la presenza di strutture tardo giurassiche riscontrate alle Barbados e La Dèsirade e la mancanza, secondo alcuni autori (Meyerhoff and Meyerhoff, 1972)[3], di evidenti fenomeni traslativi ai margini della placca, suggeriscono agli stessi la staticità della zona da almeno 140 Ma.
Elementi strutturali e fisiografici ben evidenti dalla batimetria del fondale, come il Nicaraguan Rise, il *Cayman Trough* e la *Cayman Ridge* ad occidente e la *Beata Ridge* e l'*Aves Swell* ad oriente (fig.2), che per i mobilisti sono dovuti agli stress indotti dalla deriva della placca, nell'ipotesi staticista vengono imputati ai movimenti delle placche circostanti. Per quel che riguarda infatti i Caraibi occidentali vengono invocate tanto una compressione della placca caraibica tra le due più vaste Nord e Sudamericana nel Meso-Cenozoico (Meyerhoff and Meyerhoff, 1972)[3], quanto l'estensione verso oriente dell'orogeno centro americano che ha origine nel Paleozoico ma la cui crescita ed erosione continua fino al Cenozoico (Meyerhoff, 1966)[3]. Il sottoscorrimento post-eocenico della placca atlantica verso occidente, riconosciuto anche dagli staticisti, sarebbe invece responsabile dei lineamenti Nord-Sud riscontrati nei Caraibi orientali (Meyerhoff and Meyerhoff, 1972)[3].

1.2.2 TEORIE SULLA MOBILITÀ DELLA PLACCA CARAIBICA

Diverse teorie sostengono che la placca caraibica sia stata in movimento e lo sia tuttora; queste differiscono tra loro sull'originaria provenienza della suddetta placca.

[3] *in* Nairn-Stehli, 1972.

Un primo gruppo di studiosi appartenenti al progetto JOIDES (1971)[3] ritiene che la litosfera caraibica abbia un'origine atlantica sia stata prodotta in situ per rift durante il Cretacico superiore; tuttavia non sembra esservi traccia di un centro di apertura nella regione.

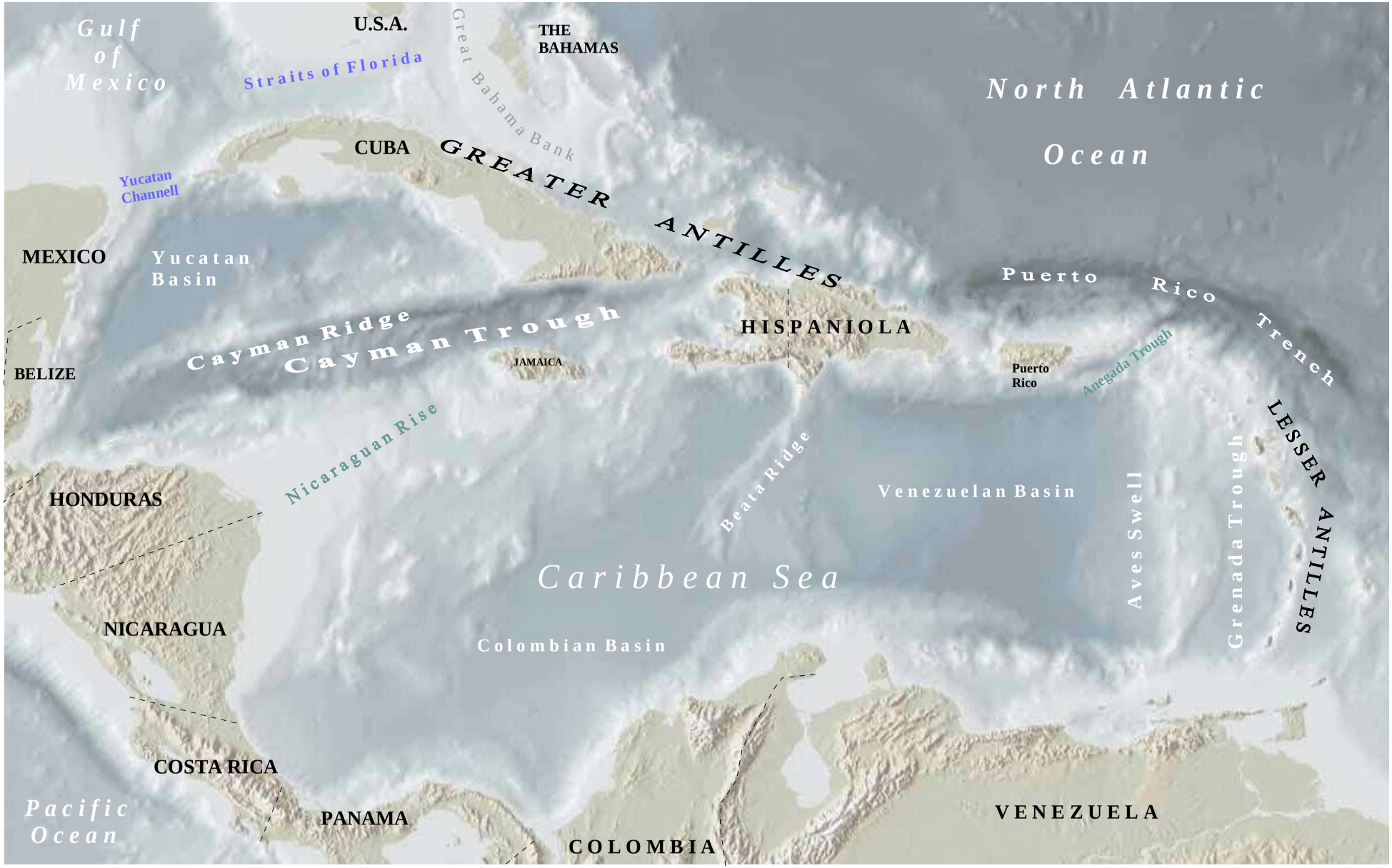


Figura 2 - Fisiografia dell'area caraibica (Base map: PCL Map Collection, università del Texas).

Opinione simile alla precedente è quella avanzata da Funnell e Smith (1968)[3] e Ball e Harrison (1969, 1970)[3] secondo i quali la litosfera atlantica ad ovest della dorsale medio atlantica era divisa a sua volta in due placche, nord e sudamericana, all'altezza dei 10° di latitudine Nord; la divergenza di queste due placche durante la loro migrazione verso Ovest avrebbe dato luogo alla formazione della placca caraibica. Secondo gli stessi autori la maggior velocità relativa della placca a Nord avrebbe in seguito innescato un sottoscorrimento dei Caraibi rispetto a questa; al contrario a Sud non vi sarebbe stato alcun movimento differenziale tra la zona in apertura e la placca sudamericana. In quest'ottica Ball et alii (1971)[3] spiegano la presenza delle grandi faglie normali e dei blocchi ruotati lungo il margine meridionale dei Caraibi come il prodotto della subsidenza seguita all'apertura. Quanto a quegli elementi fisiografici presenti a nord dei Caraibi - *Cayman Ridge*, *Cayman Trough*, *Anegada Trough*, *Puerto Rico Trench*, etc. - sarebbero frutto, oltre che dell'estensione Nord-Sud, della interazione tra i Caraibi e la placca nordamericana in deriva verso Ovest a maggiore velocità relativa (trascorrenza sinistra).

Quasi del tutto analoga è l'opinione di Elazar Uchupi (1973)[3] la quale si basa sulla precedente ma se ne differenzia per pochi dettagli riguardanti essenzialmente le modalità di apertura e la dinamica del contatto Caraibi-placca sudamericana.

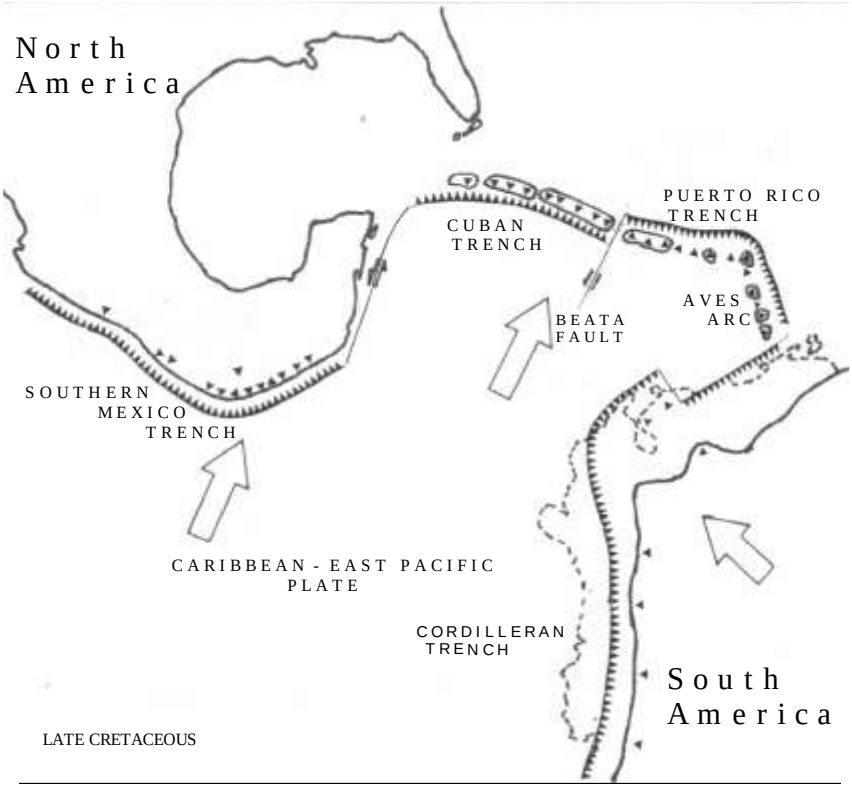


Figura 3 – Distribuzione dei margini di placca e movimento della placca pacifico orientale–caraibica nel Cretacico superiore; in questo e nei seguenti schemi i movimenti indicati dalle frecce sono relativi al Nord America considerato fisso (da Malfait e Dinkelman, 1972, modificato).

Un altro punto di vista è quello che attribuisce ai Caraibi un'origine pacifica. In questo ambito Malfait e Dinkelman (1972) basandosi sui dati allora presenti in letteratura hanno tentato una ricostruzione basata principalmente sugli eventi magmatici, tettonici e sul metamorfismo presenti lungo i margini delle regioni circostanti, citati in numerosi lavori in letteratura. Per quel che concerne l'origine "pacifica" della placca caraibica essi citano le ragioni avanzate da Edgar et alii (1971) il quale fonderebbe tale asserzione sulla mancanza di simmetria nella anomalie magnetiche e sulla distribuzione delle velocità crostali simili a quanto rilevato da Ewing et alii (1968)[4] ad Ovest delle Hawaii dove giacerebbe il

[4] *in* Malfait e Dinkelman, 1972.

blocco "gemello" rispetto alla dorsale pacifica. Tuttavia Malfait e Dinkelman dissentono sull'età in cui sarebbe avvenuta la separazione dalla placca pacifica ascrivendo tale evento all'Eocene anzichè al medio Mesozoico come affermava Edgar.

Nel Cretacico superiore (fig.3) la placca pacifica presentava ad oriente una sorta di protuberanza che si incuneava tra le due "proto americhe" allora separate fra loro.

I limiti di placca erano rappresentati a nord da un complicato sistema di archi magmatici *(Cuban Trench, Puerto Rico Trench e Aves arc)* che vedeva la subduzione della (futura) placca caraibica sotto quella atlantica per il settore che attualmente va dalla porzione occidentale dell'isola di Hispaniola a tutta l'isola di Cuba, mentre avveniva il contrario, cioè un sovrascorrimento, nel settore che comprende la porzione orientale di Hispaniola e il Puerto Rico Trench fino all'Aves arc.

In questa dinamica è necessario invocare una faglia trasforme di tipo arco-arco che unisse i due settori; faglia identificata nel modello come *Beata Fault* ed il cui relitto sarebbe l'attuale *Beata Ridge* (vedi avanti). Questa presenta sul fianco occidentale una ripida scarpata e su quello orientale una pendenza più attenuata; tale elemento è evidente nella batimetria dei Caraibi meridionali e separa il bacino della Colombia dal bacino del Venezuela.

I limiti di placca ad oriente erano rappresentati dalla subduzione al di sotto della placca sudamericana, subduzione che tuttavia sembra apparentemente estinguersi alla fine del Cretacico in relazione al rallentamento nella convergenza tra Nord e Sud America all'inizio del Terziario.

I margini occidentale e meridionale di quello che può essere identificato come il Messico sono in questo periodo interessati dal sovrascorrimento sulla placca pacifica e ospitano un arco magmatico coincidente con l'attuale fascia magmatica compresa tra il Messico e l'America centrale; la subduzione, che segue la linea di costa è connessa con il Cuban Trench tramite la faglia trasforme dello Yucatan. Le

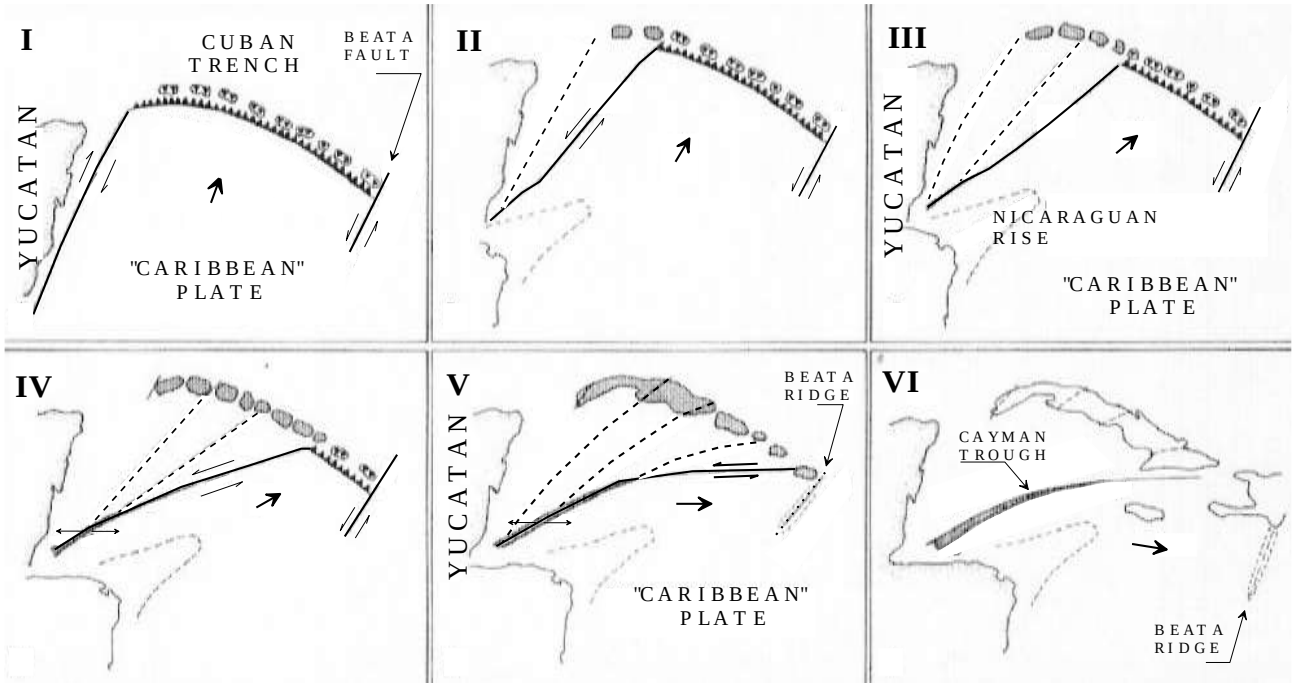


Figura 4 – Sviluppo ipotetico del Cayman Trough e del Cuban Trench tra il Cretacico superiore (I) ed il presente (VI) (da Malfait e Dinkelman, 1972, modificato).

grandi intrusioni granitiche datate tardo Cretacico che attualmente affiorano al confine tra Nicaragua ed Honduras sono imputabili a tale meccanismo.

Con il Cenozoico i vettori di movimento della placca pacifica ruotano in senso orario aumentandone la componente Ovest – Est e dando luogo ad una serie di effetti.

Anzitutto laddove tali vettori si avvicinano al parallelismo con i fronti di subduzione questa tende a smorzarsi mentre aumenta contemporaneamente la componente trascorrente; questo è a grandi linee ciò che accade lungo il margine messicano meridionale e lungo quello colombiano-venezuelano dove vengono meno le componenti di sottoscorrimento (fig.5).

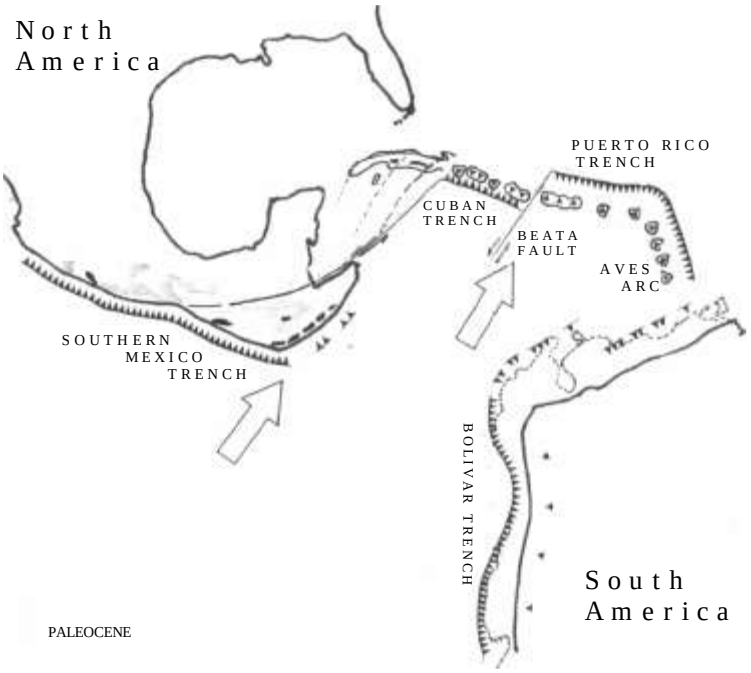


Figura 5 - Distribuzione dei margini di placca e movimento della placca pacifico orientale–caraibica nel Paleocene; il simbolo dell'arco magmatico interrotto indica aree in cui la subduzione è diminuita o terminata del tutto. Le linee tratteggiate a sud di Cuba rappresentano la posizione di successive faglie trasformi (da Malfait e Dinkelman, 1972, modificato).

In particolare lungo il Messico meridionale tale componente trascorrente "strappa una fetta" di placca nordamericana, inglobandola in quella pacifica, lungo quella che è identificata come *Motagua Fault*. Contemporanea alla formazione della Motagua Fault è la formazione della *Cayman Trough*, faglia che può essere considerata l'estensione della precedente e l'erede della faglia dello Yucatan. Si ritiene (fig.4) che la *Yucatan Fault* abbia iniziato a ruotare anch'essa in senso orario fratturando progressivamente, tramite successive faglie trasformi, segmenti di litosfera pacifica e saldandoli alla placca nordamericana; tali faglie terminarono con l'attuale Cayman Trough ad andamento pressoché E-W.

A mano a mano che il fenomeno progrediva, vulcanismo ed attività tettonica sul Cuban Trench venivano meno da nord a sud parallelamente ad un rialzo isostatico, come pure andava smorzandosi la subduzione a sud del Messico. In questa ottica le grandi faglie trascorrenti ad andamento Sudovest-Nordest identificate da Skvor (1969)[4] nell'isola di Cuba possono essere quindi interpretate come relitti della precedente serie di faglie trasformi (figg.4-5) cioè i "salti" successivi della faglia dello Yucatan. Autori come Bowin (1968)[4], affermano che la Cayman Trough avrebbe avuto componenti tensionali pur non essendo paragonabile per tasso di rift ad alcuna dorsale vera e propria.

Per tutto l'Eocene e l'inizio dell'Oligocene la Cayman Trough continuerà a ruotare, "consumando" il Cuban Trench e saldandolo alla placca nordamericana, fino ad intersecare la trasforme Beata Fault, evento che ha luogo all'inizio dell'Oligocene. Da questo momento il Puerto Rico Trench viene convertito da fronte di subduzione a quella che è l'attuale zona di faglia trasforme ed il margine

orientale della placca è ora costituito da un unico fronte di sovrascorrimento sulla placca atlantica (Antilles arc fig.6).

Un ramo della Beata Fault resterà inattivo dopo l'intersezione tra la Cayman Trough ed il Puerto Rico Trench; il probabile relitto di tale faglia è oggi evidente nella topografia del fondale tra i bacini Colombiano e Venezuelano: la *Beata Ridge*.

All'inizio dell'Eocene l'attività vulcanica abbandona l'Aves arc migrando ad oriente verso l'attuale arco magmatico delle piccole Antille e lasciando al suo posto l'*Aves Swell*, con un'accentuata evidenza topografica sul fondale circostante.

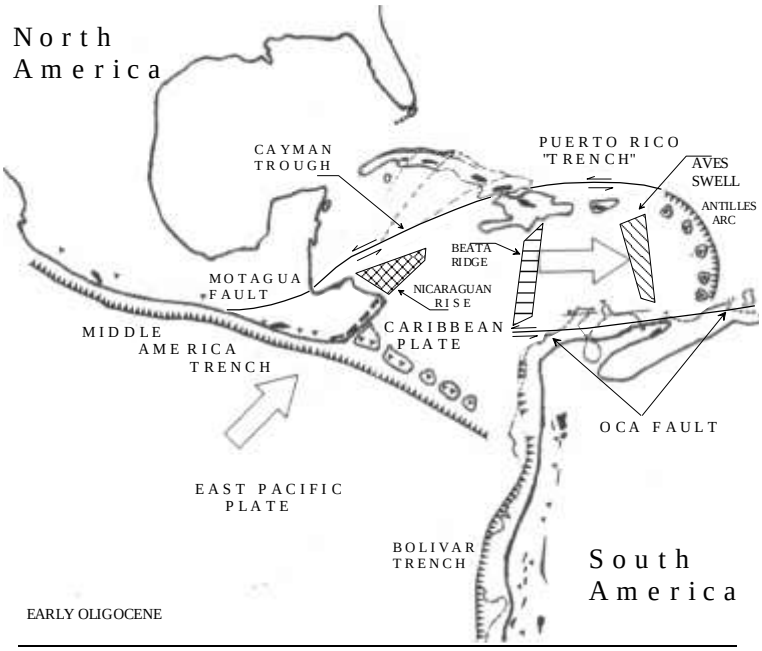


Figura 6 – Distribuzione dei limiti di placca in seguito alla separazione tra placca caraibica e placca pacifico orientale durante l'Eocene superiore – Oligocene inferiore. L'attuale deriva verso Est della placca caraibica inizia in questa fase; la migrazione verso Est dell'attività magmatica lascia testimone l'alto batimetrico dell'Aves Swell (da Malfait e Dinkelman, 1972, modificato).

Con l'isolamento dalla placca pacifica avvenuto alla fine dell'Eocene si può cominciare a parlare di placca caraibica vera e propria, delimitata a nord dal sistema di faglie trasformi Cayman Trough - Puerto Rico, ad Est dal sovrascorrimento sulla placca atlantica e a sud da un altro sistema di faglie trasformi tra cui l'attuale Oca Fault sul margine colombiano-venezuelano, a Sudovest dalla formazione del Middle America Trench (estensione dell'arco magmatico messicano) frutto della subduzione della placca pacifica sotto quella caraibica.

Tra il Miocene e l'attuale continuano fenomeni come la crescita del Middle America Trench che unirà le due placche nord e sudamericana e lo sviluppo di una dorsale nella Galapagos rift zone che separerà la placca delle Cocos dalla quella Nazca (figg.7-8). Risulta quindi già evidente in linee generali la fisionomia di quella che può essere considerata l'attuale placca caraibica.

Basandosi sulla distribuzione dei terremoti lungo l'arco delle Grandi Antille – Puerto Rico – Piccole Antille, sulla loro frequenza, sullo studio dei meccanismi focali, sulla geometria delle superfici di subduzione ed in particolare dei limiti di placca settentrionale ed orientale, Skyes, McCann e Kafka (1982) suggeriscono un moto costante della placca caraibica verso Est almeno dal Pliocene; inoltre essendo i movimenti delle placche nord e sudamericana ritenuti costanti negli ultimi 38 Ma, e visto che la distribuzione di certi caratteri tettonici lungo i margini della placca caraibica non sembra essere mutata in maniera apprezzabile in tale intervallo di tempo, gli autori deducono che il suddetto moto costante verso Est, dato certo almeno dal Pliocene, possa essere estrapolato anche sino all'Eocene.

Numerosi autori (Edgar et alii, 1971; Malfait e Dinkelman, 1972; Ladd, 1976; Pennington, 1981; Skyes et alii, 1982; Ladd et alii, 1984; Pindell et alii, 1988; Ross e Scotese, 1988; Bowland, 1993) ritengono il suddetto quadro geodinamico il più probabile, tanto più che recenti studi eseguiti nell'intento di

ricostruire la storia deposizionale nel bacino della Colombia occidentale trovano accordo con la provenienza "pacifica" della litosfera caraibica (Bowland, 1993).

Va citato per la sua peculiarità lo studio sull'origine della placca caraibica di Ross e Scotese (1988), i quali hanno ricostruito con una simulazione all'elaboratore la dinamica dei Caraibi dal Pangea all'attuale applicando un modello noto come *"Hierarchical Tectonic Analysis".*

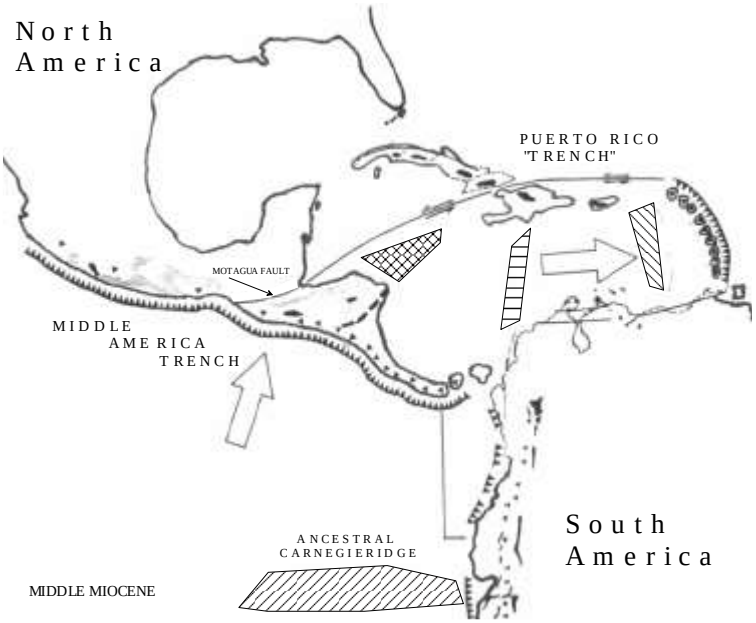


Figura 7 – Inizio dell'apertura nella "Galapagos Rift Zone", si delineano i due futuri blocchi delle Cocos a Nord e Nazca a Sud (da Malfait e Dinkelman, 1972, modificato).

In sintesi il modello, che ha portato a risultati simili ai precedenti, si basa sulla digitalizzazione di più coordinate geografiche relative ai vari blocchi, agli elementi tettonici a contorno di questi, sulla cinematica di questi e sull'età in cui tale cinematica ha agito (quando tali dati erano disponibili in letteratura); altri vincoli erano posti laddove con assoluta certezza era noto il moto relativo di una coppia o di un gruppo di blocchi (ad esempio il moto tra placca sudamericana ed africana vincolato da ben evidenti anomalie magnetiche).

Va detto che sono presenti delle discrepanze con le ricostruzioni fatte ad esempio da Malfait e Dinkelman (1972) basate esclusivamente su dati petrografici; ciò appare evidente confrontando sia il fronte Caraibi – Atlantico del tardo Cretacico (fig.9 e fig.3) che l'età in cui la placca caraibica si sarebbe resa "indipendente" dalla placca Farallon[5]: fine Eocene per i primi, inizio Terziario per Ross e Scotese (che si trovano dunque d'accordo con Pennington, 1981); dettagli a parte la dinamica generale è la stessa e convalida la teoria "pacifica" della placca che è ulteriormente

Figura 7 – Distribuzione e attuale dinamica delle placche nell'area caraibica (da Malfait e Dinkelman, 1972, modificato).

[5] Farallon è il nome dell'originaria placca che la tettonica ha successivamente smembrato nelle attuali placche pacifica, caraibica, Nazca e Cocos.

suffragata dai carotaggi effettuati nell'ambito del DSDP[6].

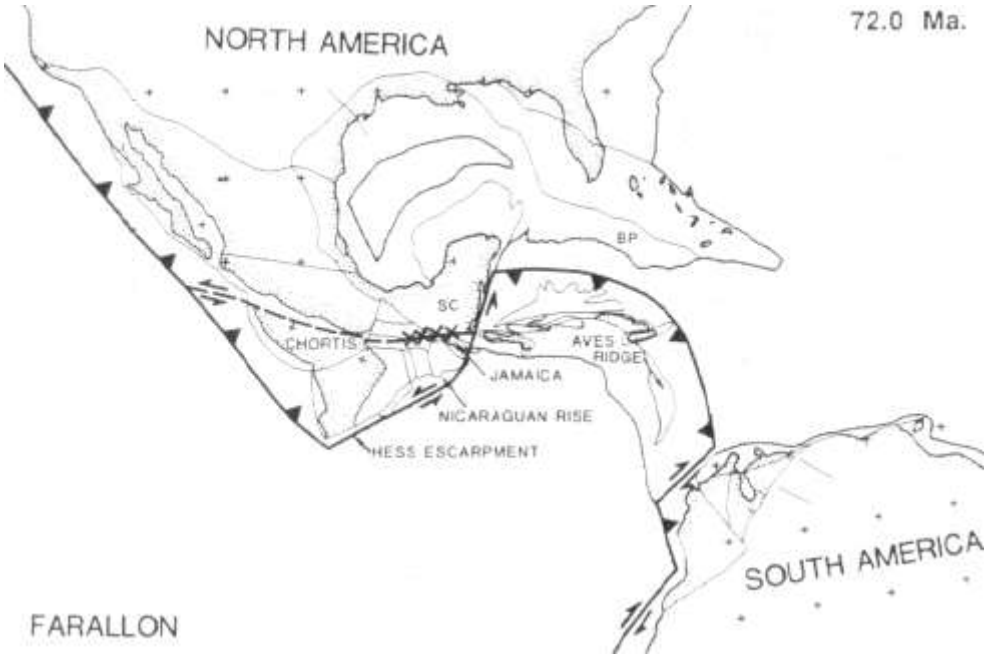


Figura 9 – Secondo il modello di Ross e Scotese (1987) nel tardo Cretacico vi sarebbe stata un unica subduzione sul fronte atlantico; si confronti lo schema con quello di figura 2 in cui è rappresentato il modello di Malfait e Dinkelman (1972) con la subduzione che si articola su un doppio fronte.

1.2.3 ATTUALE DINAMICA DELLA PLACCA CARAIBICA

Chiudiamo questo inquadramento tettonico con quelli che sono ritenuti i movimenti attuali della placca caraibica relativamente alle placche confinanti ed in particolare rispetto alla placca sudamericana, lungo il margine della quale è situato il sistema torbiditico del Rio Magdalena oggetto di questo studio.

Anche se fondale oceanico viene continuamente subdotto al di sotto dei margini orientale ed occidentale della placca caraibica, Minster e Jordan (1980)[7] hanno messo in evidenza che essa è in quiete o se si sta muovendo lo fa ad un tasso piuttosto basso (circa 1 cm/anno) verso Est rispetto al sistema di riferimento dei punti caldi. Va considerato infatti che la placca caraibica non è dotata di proprie "driving forces" (ad esempio una dorsale in estensione o fenomeni di *slab pull* in corrispondenza delle subduzioni); o comunque tali forze sono risultate di entità insufficiente per dar luogo ad un moto proprio di misura apprezzabile. L'evidente moto relativo (inteso come componente trascorrente) rispetto alle due maggiori placche nord e sudamericana sarebbe avrebbe secondo gli

[6] Il Deep Sea Drilling Program (DSDP) è un programma internazionale finalizzato all'esplorazione dei fondali oceanici di tutto il mondo che ha operato tra il 1967 ed il 1983; erede attuale di tale programma è l'Ocean Drilling Program (ODP) avente le stesse finalità.

[7] *in* Skyes, McCann e Kafka, 1982.

stessi autori un valore di 2.2 ± 0.5 cm/anno lungo il margine meridionale[8] (tale tasso non si discosterebbe di molto da quanto calcolato da Kellogg e Bonini (1982) per i quali sarebbe 1.9 ± 0.3 cm/anno) mentre per il margine settentrionale avrebbe un valore di 3.7 ± 0.5 cm/anno.

Pertanto il moto di cui la placca caraibica è apparentemente dotata (moto assoluto rispetto ai punti caldi, moto relativo rispetto alle placche circostanti) gli è "imposto" dall'interazione tra le placche nord e sudamericana fra le quali essa è intrappolata.

L'ipotesi condivisa dai più è che il margine settentrionale di placca è caratterizzato da una componente trascorrente sinistra e compressione N – S lungo l'allineamento che decorre dalla Motagua fault al Puerto Rico Trench (tale componente compressiva tende a diminuire verso Est), mentre lungo il margine meridionale vi è invece trascorrenza destra e convergenza come nel caso precedente (anche questa va diminuendo verso Est), la figura 10 schematizza tale situazione.

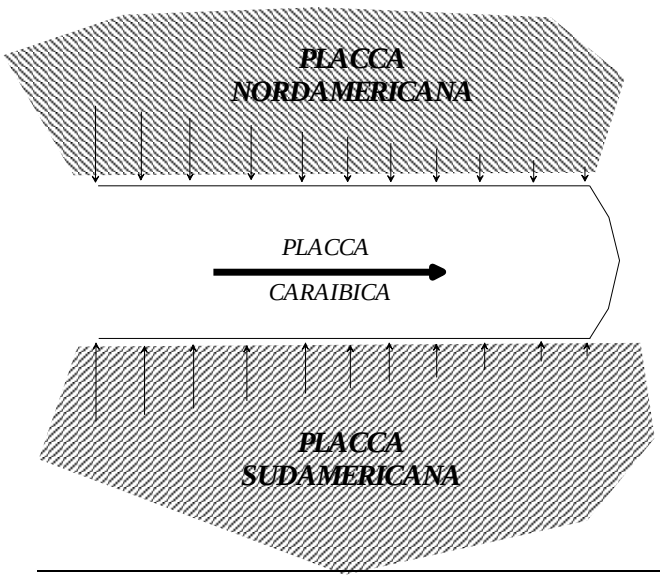


Figura 10 – Diagramma che schematizza il tasso di convergenza (frecce) delle placche nord e sudamericana rispetto alla placca caraibica; la convergenza tra le due è maggiore nei Caraibi occidentali piuttosto che in quelli orientali mentre la placca caraibica è considerata ferma rispetto al sistema dei punti caldi (da Skyes, McCann e Kafka, 1982, modificato).

Tale convergenza lungo il margine meridionale si traduce nella subduzione della placca caraibica al contatto con la zolla sudamericana ed è oggetto di ipotesi controverse; alcuni autori (Santo, 1969)[9] credono in una superficie di Benioff immergente a Sud al di sotto della Colombia settentrionale; altri (Dewey, 1972)[9] ritengono tale subduzione immergente verso Est, secondo Isacks e Molnar (1971)[9] e Kellogg e Bonini (1982) la superficie di Benioff immerge verso Sudest. Lu e McMillen (1982) affermano che la presenza di rocce ignee nella Colombia nordoccidentale (probabilmente da quanto a loro noto in letteratura) è indizio di una subduzione attiva almeno nel recente passato e non è dato sapere se il processo di sovrascorrimento sia attuale. Pennington (1981) ritiene il fenomeno tuttora attivo. Ladd et alii (1984) e Lehner et alii (1983) esitano ad utilizzare il termine "subduzione" vero e proprio mancando secondo loro i caratteri distintivi di tale fenomeno come un qualsiasi fenomeno vulcanico attuale lungo il margine caraibico del Sud America od una superficie di Benioff sismicamente ben definita; queste contraddizioni con i modelli della tettonica globale vengono spiegate da Lehner et alii (1983) con il fatto che qui non si è in presenza di un "canonico" margine convergente in cui la componente trascorrente è subordinata alla compressione ma avviene l'esatto contrario ovvero la componente predominante è trascorrente (destra) e solo in via subordinata agisce la compressione. Per di più la

[8] Secondo Case et alii (1971) e Kellog e Bonini (1982) la Oca Fault sarebbe legata a tale origine.
[9] *in* Pennington, 1981.

mancanza di definizione della superficie di Benioff è favorita dal fatto che la subduzione, oltre a procedere ad un tasso bassissimo, interessa grandi quantità di sedimenti giovani la cui alta porosità inibisce i grandi terremoti da thrust (Toto e Kellogg, 1992).

1.3 PRISMA DI ACCREZIONE SUD CARAIBICO

Quali che siano nella realtà la geometria, l'entità e le grandezze in gioco in tale subduzione in ogni caso la convergenza tra le placche sudamericana e caraibica ha indotto la formazione di un complesso di accrezione esteso lungo quasi tutto il margine costiero settentrionale del Sud America: il *South Caribbean Deformed Belt* (*SCDB*)[10] (figg.1-11).

I profili sismici raccolti nel corso delle varie campagne oceanografiche[11] mostrano i caratteri ricorrenti tipici di un prisma di accrezione; un cuneo di sedimenti semiconsolidati altamente deformati (in età neogenica) "raschiati" dalla crosta oceanica (caraibica) su cui giacciono ed accatastati verso terra sul margine continentale sudamericano dove la sequenza sedimentaria (seppur disturbata dalla tettonica) spazia dal tardo Cretacico all'attuale. La fascia interessata dalla attuale deformazione confina a Nord con i sedimenti profondi (ed indisturbati) del bacino della Colombia; essa non è che l'ultimo elemento ad essere stato saldato al margine settentrionale della placca continentale sudamericana ed è parte di una più ampia cintura, interessata dalla deformazione sin dal Cretacico, di larghezza variabile e che mostra differenti estensioni ed espressioni strutturali spostandosi da Panama al Venezuela occidentale (*in* Ladd et alii,1984). A Panama la zona deformata si estende infatti su di una larghezza di circa 160 km dal mare alla terraferma ed è caratterizzata esclusivamente da fenomeni compressivi; in Colombia e Venezuela occidentale la stessa fascia si estende per circa 600 km a partire dal fronte di

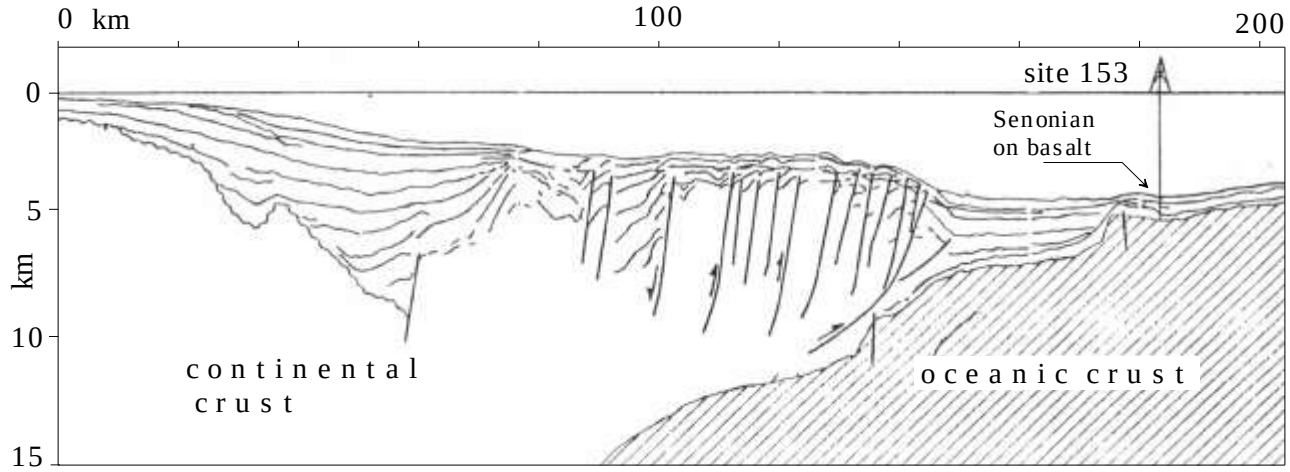


Figura 11- Interpretazione del profilo C-1422, per l'ubicazione si veda la fig.1 (da Lehner et alii, 1983).

[10] Altrimenti noto con il nome di *Marginal Deformed Belt*.

[11] I profili reperiti in letteratura che interessano esclusivamente il fronte di deformazione caraibico meridionale sono: il C-129,130,132,134,136,97 e 8 (Ladd e Trunchan, 1983 e Ladd et alii, 1984; Lamont-Doherty Earth Observatory, R/V "R.D.Conrad"); i C-1412,1413 e 1422 (Lehner et alii, 1983; Shell International Petroleum Mij.B.V.); i CT1-23,24,25,26 e 27 e CB-1 (Lu e McMillen, 1982; UTIG, R/V "Ida Green"); altri profili presenti in letteratura sono rivolti allo studio locale della morfologia e delle sequenze deposizionali e sono stati forniti ai vari autori dalle compagnie petrolifere; in molti casi altre stese sismiche non sono di dominio pubblico ma appartengono alle stesse compagnie che conducono ricerche nell'area.

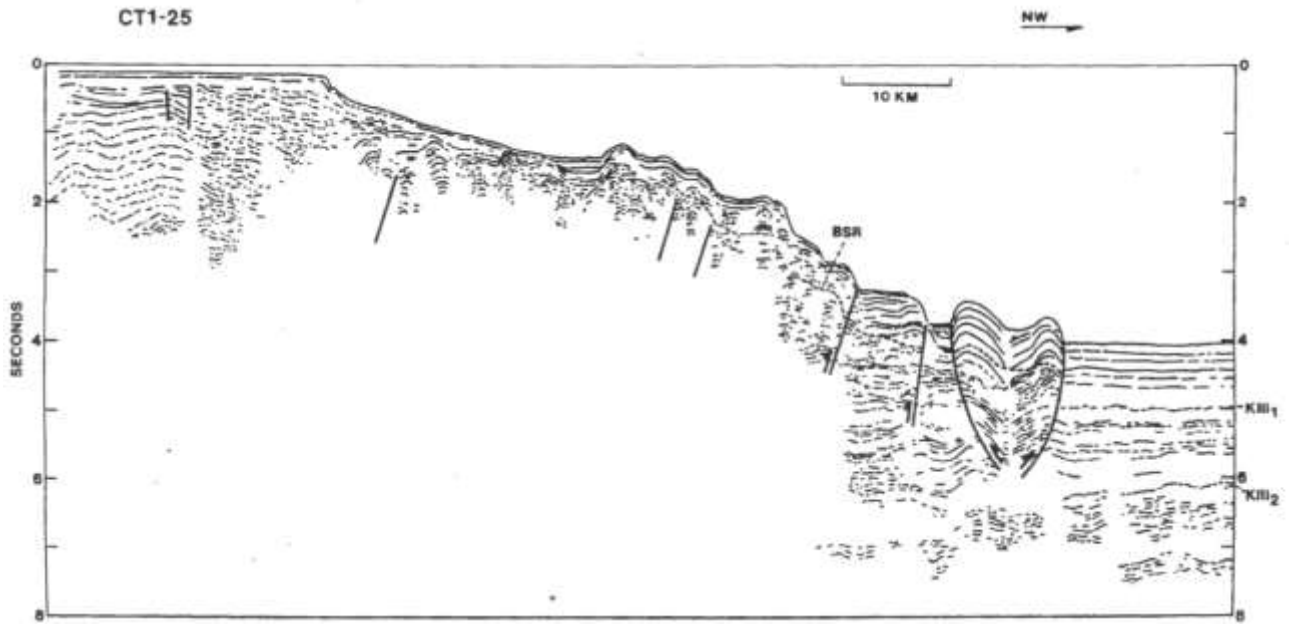


Figura 12 - Interpretazione del profilo CT1-25, per l'ubicazione si veda la fig.1 (da Lu e McMillen, 1982).

deformazione, ovvero il confine tra le due placche situato nel bacino della Colombia in corrispondenza della faglia della Colombia[12], fino al limite delle Ande di Merida (a SE della baia di Maracaibo) e la compressione è accompagnata da tettonica trascorrente.

Il "fisiologico" inarcamento della crosta oceanica in direzione della subduzione impedisce il riconoscimento di questa tramite sismica in quanto lo spessore dei sedimenti aumenta necessariamente verso il margine tra le due litosfere (Lu e McMillen, 1982); gli autori hanno comunque identificato dei profondi riflettori che immergono verso il continente; il problema è stato successivamente superato con il sondaggio JOIDES n°153 (fig.1 e fig.11), situato a circa 50 km dal fronte di subduzione, il quale mostra che il basamento oceanico nel bacino della Colombia è di età tardo cretacica[13].

Ciò che appare sulla terraferma dalle osservazioni di campagna sembrerebbe confermare il quadro geodinamico fin qui descritto.

La porzione costiera caraibica della Colombia (fig.13) è caratterizzata da una morfologia piuttosto articolata. Immediatamente ad Est della foce del Magdalena si eleva l'imponente *Sierra Nevada de Santa Marta* che raggiunge un'altitudine massima di 5775 m s.l.m.; si tratta di un massiccio cristallino costituito essenzialmente da intrusioni di età mesozoica frutto di un forte sollevamento del basamento continentale, come dimostra il forte alto gravimetrico dell'area (Kellogg e Bonini, 1982). Vari autori ritengono che tale sollevamento (unitamente a quello dell'adiacente *Sierra de Perijas* ed ancora più ad Est delle *Ande di Merida* in Venezuela) sia associato al sottoscorrimento della placca caraibica; per il massiccio di Santa Marta tale dinamica sarebbe stata agevolata dagli svincoli costituiti dalla *Santa Marta fault* e dalla *Oca fault* (fig.1, fig.13).

[12] Nota in letteratura anche con i nomi di *Colombia lineament* e *South Caribbean Marginal Fault.*

[13] Il sondaggio è stato eseguito negli anni '70 nell'ambito del progetto DSDP, ma l'articolo in cui viene citato è del 1983 (Lehner et alii).

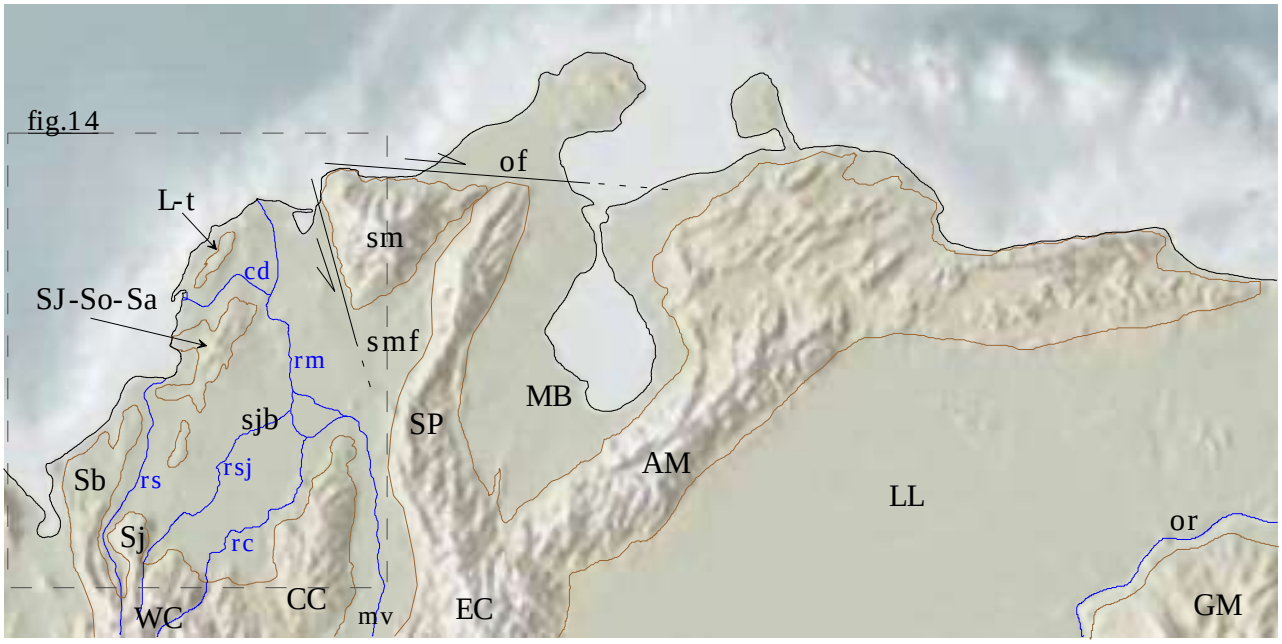


Figura 13 – Fisiografia della regione costiera sud caraibica: **Sb** - Sinu belt, **Sj** - San Jeronimo, **SJ-So-Sa** - gruppo S.Jacinto, S.Onofre, S.Anero, **L-t** - gruppo Luruaco, Tubara, **WC** - Western Cordillera, **CC** - Central Cordillera, **EC** - Eastern Cordillera, **sm** - S.Marta massif, **SP** - Sierra de Perijas, **AM** - Ande di Merida, **of** - Oca fault, **smf** - Santa Marta fault, **mv** - Magdalena valley, **sjb** - S.Jorge basin, **MB** - Maracaibo basin, **LL** - pianure degli Llanos, **GM** - Guyana massif, **rs** - rio Sinu, **rc** - rio Cauca, **rsj** - rio S.Jorge, **rm** - Rio Magdalena, **or** - Orinoco river, **cd** - Dique canal (Base Map: PCL Map Collection, università del Texas).

Nel settore nordorientale della Colombia sono presenti due catene parallele tra loro aventi una orientazione N 20° E; più vicina alla costa è la *Serranìa del Sinu* (Sinu belt), costituita per gran parte da sequenze torbiditiche (per oltre 5000 m della propria colonna stratigrafica) di età tardo miocenica-pliocenica cui seguono spessori variabili di una facies carbonatica di acque basse costituita da argille, calcari di scogliera, arenarie e conglomerati di età pleistocenico-attuale (potente a seconda delle zone tra 1000 e 4000 m); il fenomeno dei vulcani di fango ha qui una certa frequenza. Strutturalmente la catena è costituita da pieghe e da faglie normali, inverse e trascorrenti; secondo Duque-Caro (1979) non sembra esserci un pattern definito nella distribuzione di tali lineamenti ma diverse rappresentazioni cartografiche consultate mostrano un andamento parallelo alla catena (Duque-Caro, 1978; Martini, 1978, mappa tettonica del Sud America settentrionale).

Immediatamente ad Est e parallela alla precedente si trova la *Serranìa de San Jacinto* (S. Jacinto belt) frammentata dalla tettonica in tre unità distinte: gli anticlinori di *San Jeronimo, San Jacinto* e *Luruaco.* Al nucleo di questi anticlinori vi sono i materiali più antichi che risalgono al tardo Cretacico; si tratta di sedimenti pelagici costituiti da argilliti e siltiti con intercalati frammenti di diabase e basalto, localmente sono stati ritrovati foraminiferi bentonici di acque basse ed è presente una componente terrigena testimoniata dalla presenza di quarzo e miche. Il tutto costituisce la parte sommitale di una sequenza di torbiditi spessa più di 2000 m cui segue un'altra sequenza torbiditica altrettanto potente (circa 4000 m) di età cenozoica costituita da alternanze di arenarie e argilliti con frammenti di rocce metamorfiche, vulcaniche e serpentiniti. Le rocce più giovani che è possibile trovare all'interno della catena sono carbonati del tardo Eocene e sedimenti continentali che giungono fino all'attuale.

Vi è continuità fra le due catene in quanto manifestano la stessa geologia e le stesse strutture ma sviluppatesi in tempi differenti; per questo motivo Hermann Duque-Caro (1978, 1984), lo studioso che ha maggiormente lavorato nell'interpretazione di tutta l'area, ne identifica alla base il medesimo fenomeno; inoltre ambedue le catene poggiano apparentemente su basamento oceanico tettonizzato (così è interpretato nella sismica). Nello scenario generale Duque-Caro interpreta le due catene come fasi distinte di crescita del prisma di accrezione sud caraibico sottoposto alle compressioni della litosfera oceanica in subduzione; la *S.Jacinto Belt* è stata difatti edificata nell'Eocene medio e riattivata durante la costruzione della *Sinu Belt* nel tardo Miocene-Pliocene e quest'ultima altro non sarebbe che la prosecuzione a terra della già citata *South Caribbean Deformed Belt;* ulteriori evidenze messe in luce in lavori più recenti confermerebbero queste ipotesi (Vernette et alii; 1992).

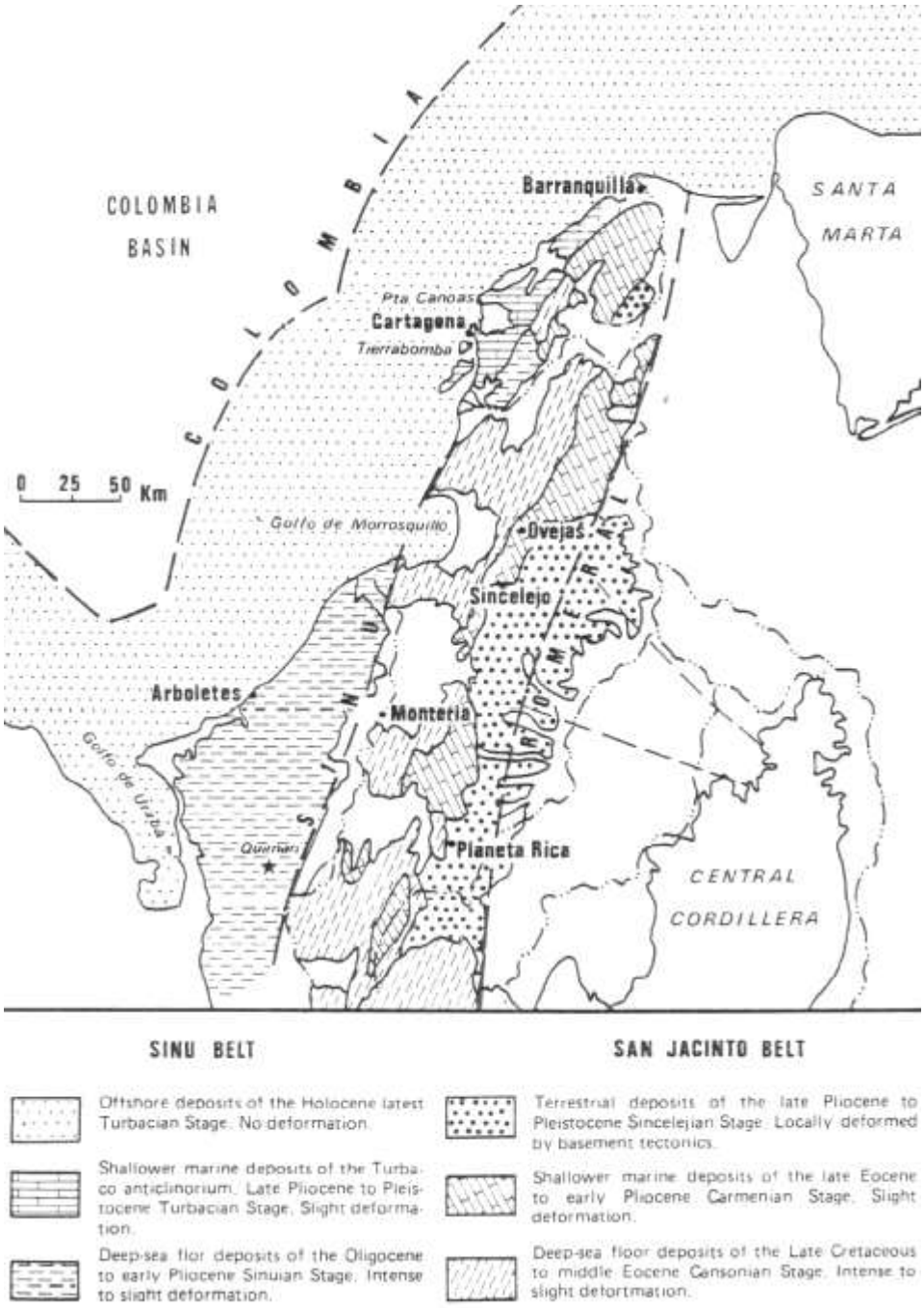


Figura 14 – Principali unità sedimentarie e tettoniche delle fasce Sinu e S. Jacinto (da Duque-Caro, 1984).

1.4 GENESI DEL BACINO DEL FIUME MAGDALENA

Il sollevamento delle cordigliere andine è stato di importanza fondamentale nell'evoluzione della paleogeografia del Sud America. Per quel che concerne più direttamente questo studio va detto che nell'attuale porzione media e superiore della valle del Magdalena analisi sedimentologiche hanno mostrato che prima dello sviluppo della Cordigliera Orientale (fine Miocene medio) esisteva un "sistema di drenaggio", le cui direzioni del trasporto erano verso Est e Sudest e subordinatamente verso Nord e Nordest. Tale sistema drenava la Cordigliera Centrale (già presente in quanto edificata all'inizio del Miocene medio) ed attraversava l'attuale valle medio-superiore del Magdalena che era interessata da un sistema fluviale meandrificato; questo dava adito ad un ampio bacino costituito dalle pianure amazzoniche e degli Llanos comprese tra la suddetta cordigliera e lo scudo della Guyana. Con il sollevamento della Cordigliera Orientale, avvenuto secondo datazioni radiometriche tra 12.9 e 11.8 Ma (fine Miocene medio), la precedente direzione di drenaggio subordinata verso Nord e Nordest scompare del tutto mentre le analisi sedimentologiche indicano una nuova fonte di sedimento per il ramo che drena verso Est e Sudest. La Cordigliera Orientale divide a questo punto il precedente bacino in due aree distinte: bacino degli Llanos ad oriente e valle del (proto) Magdalena ad occidente.
Il drenaggio vero e proprio nella valle del Magdalena avrà luogo a partire da circa 10 Ma, dopo un primo periodo di "organizzazione" durante il quale ha luogo solo erosione; è a tale periodo che risalgono i primi depositi del Magdalena che inizia così il suo sviluppo tra la Cordigliera Centrale e la neoformata Cordigliera Orientale.

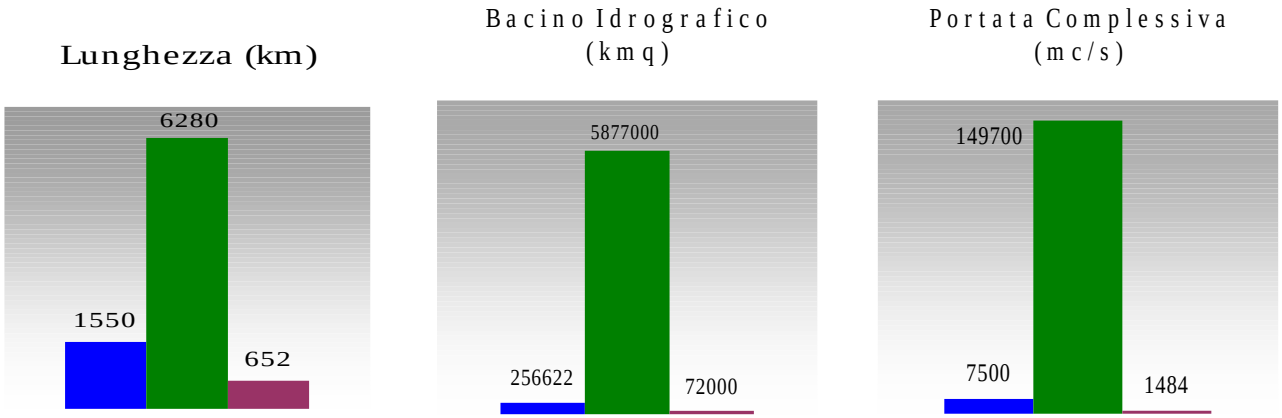
1.5 IL FIUME MAGDALENA

Il bacino idrografico del fiume Magdalena, avente una superficie superiore a 250000 km^2, è interessato da un clima tropicale umido con un valore di precipitazione media di 1777 mm annui, addirittura superiore a quello dei più grandi Rio delle Amazzoni ed Orinoco[14]; il fiume si snoda per una lunghezza

[14] la precipitazione media è di 1701 mm annui per il Rio delle Amazzoni e di 1434 mm annui per l'Orinoco; tale valore per il Magdalena è secondo solo ai grandi fiumi delle zone monsoniche come Gange-Brahmaputra,

di circa 1500 km ed ha una portata totale di circa 7500 m^3/s (pari a 236.5 miliardi di m^3/anno) il che ne fa il maggiore degli immissari del bacino caraibico. Di seguito le relative grandezze vengono confrontate con il Rio delle Amazzoni e con il Fiume Po (da Coleman e Wright, 1975).

	Lunghezza	Bacino Idrografico	Portata Complessiva
Rio Magdalena	1550 km	256622 km^2	7500 m^3/s
Rio delle	6280 km	5877000 km^2	149700 m^3/s
Fiume Po	652 km	72000 km^2	1484 m^3/s



Irawaddy e Klang e nemmeno a tutti; è probabile che la conformazione particolare del bacino di drenaggio chiuso tra due alte e lunghe catene montuose giuochi un ruolo favorevole in tal senso.

Suoi principali affluenti sono i fiumi *Bogotá*, *Carare* e *Sogamoso*, da destra, e il più grande *Rio Cauca* da sinistra; quest'ultimo ha un bacino di drenaggio quasi paragonabile a quello dello stesso Magdalena drenando le cordigliere Centrale ed Occidentale; i due fiumi confluiscono poi in un unico corso d'acqua nella valle inferiore del Magdalena.

Le sorgenti del Magdalena si trovano a circa 3600 m di quota sul *Páramo de las Papas,* nel settore meridionale della Cordigliera Centrale laddove le tre cordigliere convergono, e scorre verso Nord incidendo una profonda valle incassata tra la Cordigliera Centrale e quella Orientale; raggiunta la pianura, piega verso NW, quindi verso Nord e sfocia, dopo un ampio delta subaereo la cui estensione è stimata intorno a 1700 km^2, in prossimità di *Barranquilla ("Boca Vieja")*. Un unico canale naturale dà sfogo alla stragrande maggioranza del carico, tuttavia esistono altri due sbocchi artificiali: il *Canal del Dique,* edificato nel XVII secolo, che sfocia nella baia di *Barbacoas* e un più recente[15] canale che sbocca nella baia di *Cartagena,* ambedue più a SW lungo la costa; la costruzione di tali canali si era resa necessaria in quanto due ampi tratti del fiume sono navigabili e da sempre costituiscono una via preferenziale di comunicazione per quella che è una delle regioni più sviluppate del paese.

La morfologia del bacino accettore e l'energia di questo fanno si che il tipo di delta subaereo che si viene a creare rientri nella categoria dei delta a dominio ondoso; ma non è soltanto l'energia delle onde[16] a rimaneggiare il sedimento in sospensione quanto la presenza di due forti correnti oceaniche principali: la corrente dei Caraibi, prolungamento della corrente Nord Equatoriale, alimentata con forza e regolarità[17] durante la stagione secca direttamente dagli alisei in direzione Ovest, e la controcorrente del *Darien* proveniente da Panama che risale in senso antiorario le coste colombiane durante la stagione umida (fig.15).

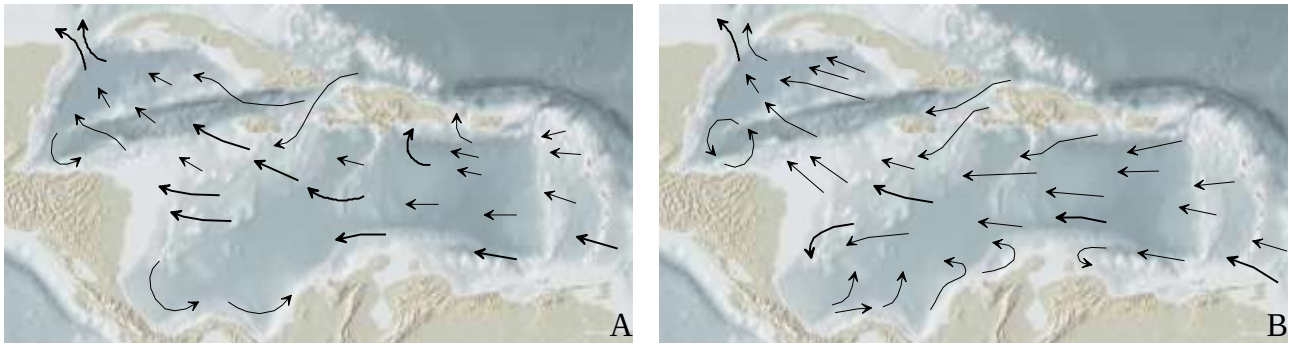


Figura 15 – Correnti di superficie agenti nell'area caraibica; **A** – stagione secca, **B** – stagione umida; i vettori in grassetto indicano velocità > 1 nodo, i vettori più sottili velocità < 1 nodo (da Pujos et alii, 1984, modificato; Base Map: PCL Map Collection, università del Texas).

Ne consegue una deriva stagionale del flusso alternativamente verso Est e verso Ovest; la suddetta alternanza è ben identificabile dal pennacchio torbido, che si estende per svariate miglia dalla costa, dovuto alla natura *ipopicnale* del flusso (fig.16) che permette un trasferimento del carico solido verso il largo essenzialmente in superficie.

[15] costruito nel 1951.
[16] stimata intorno a 206 x 10^7 erg/s (Coleman e Wright, 1975).
[17] M.Pujos et alii, 1984.

Allo sbocco nel mar dei Caraibi il Magdalena forma un'ampia conoide torbiditica sottomarina che ricopre la scarpata continentale e si estende fino nel bacino della Colombia su di un'area di oltre 60000 km^2. Il fiume Magdalena è infatti il sesto al mondo in ordine di portata solida con circa 125 milioni m^3 annui di sedimento portati al mare; dato rilevante legato all'alta energia del rilievo presente nel bacino idrografico del fiume; non va infatti dimenticato che questo riceve i materiali di ben due cordigliere andine e che la quota media dei rilievi all'interno del bacino è una delle più alte in assoluto al mondo (790 m s.l.m.). Questo dato non deve sconcertare se posto a confronto con fiumi che nascono da quote ben più elevate dei 3600 m del Magdalena come i fiumi himalayani Indo e Gange – Brahmaputra che nascono intorno a 6000 m di quota ma hanno un rilievo medio rispettivamente di 606 m e 680 m; ad "abbassare" la quota media contribuisce lo scorrere di questi nelle ampie pianure che si estendono ai piedi dell'Himalaya prima di sfociare nell'Oceano Indiano; al contrario il Magdalena scorre per oltre 1100 dei complessivi 1550 km racchiuso tra le due cordigliere, prima che le ultime propaggini di queste si "aprano" lasciando il posto alle pianure della bassa valle del Magdalena. Questi pianori, delimitati ad Ovest dalle catene *Sinu* e *San Jacinto* e ad Est dal massiccio di Santa Marta, sono di natura alluvionale essendo costituiti essenzialmente da spessi depositi terrigeni di età pliocenico – quaternaria risultanti dalle migrazioni del fiume che si sono succedute nel tempo; secondo Bordyne (1974)[18] infatti la foce del Magdalena prima di occupare l'attuale zona di *Barranquilla* avrebbe interessato l'area di *Galerazamba* nel Pliocene e di *Cartagena* nel Pleistocene.

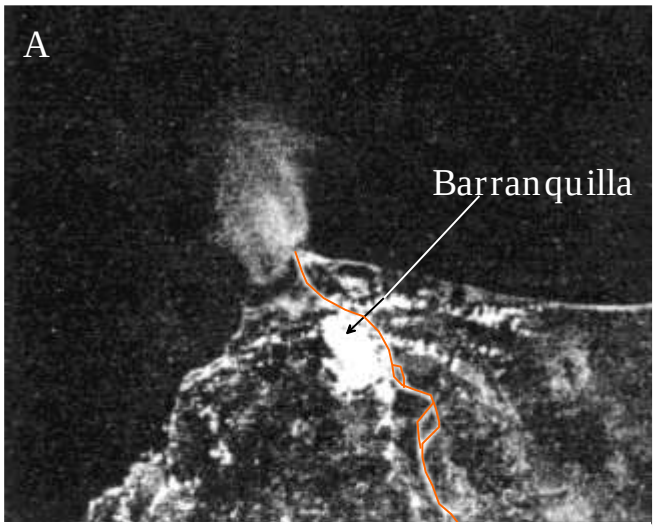
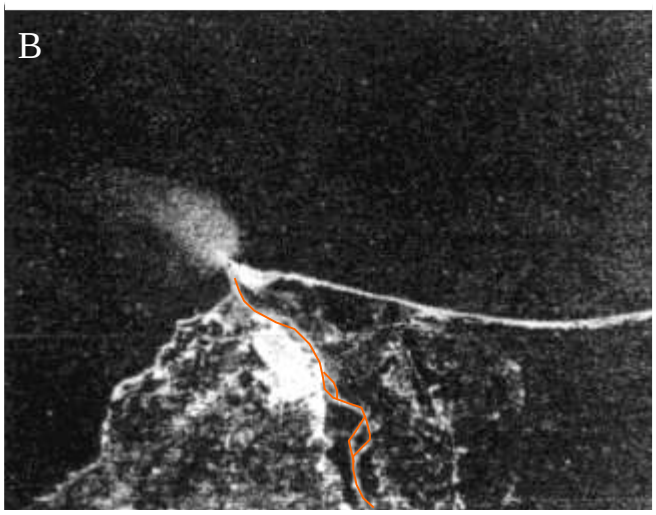


Figura 16 – Immagini LANDSAT della deriva del pennacchio torbido (da Pujos et alii, 1984).



1.6 DISTRIBUZIONE E NATURA DEI SEDIMENTI NEL BACINO DELLA COLOMBIA

Rispetto al Mar dei Caraibi il bacino della Colombia è un bacino marginale isolato dagli adiacenti bacini dello Yucatan (a Nord) e del Venezuela (ad Est) rispettivamente dal *Nicaraguan Rise* e dalla *Beata Ridge* (fig.2).

[18] *in* Vernette et alii, 1992.

L'analisi dei sedimenti è effettuata in relazione alla componente carbonatica in quanto la variazione nell'abbondanza di questa dipende da fattori quali la batimetria, la dissoluzione, l'attività biogenica e l'influsso terrigeno. Una mappatura di precisione è ottenuta nel lavoro di Prell (1978) e rivela una proporzionale diminuzione fino a zero della componente carbonatica a mano a mano che ci si avvicina alla foce del Magdalena (fig.17). Il Magdalena costituisce la principale fonte di sedimenti torbiditici nel bacino della Colombia fino oltre 4000 m di profondità (fonte secondaria è la costa panamense al largo della quale la batimetria determina un ristagno dei sedimenti); studi effettuati da Muñoz (Tesi di laurea, 1964) rivelano infatti che le torbiditi (identificate in sismica come orizzonti stratificati molto riflettivi) sono coperte da un manto di sedimenti pelagici variabile in spessore con la posizione nell'ambito del bacino della Colombia; si va infatti da circa 3 m nel settore settentrionale a circa 60-70 cm nel settore meridionale fino a ridursi a zero in corrispondenza della conoide del Magdalena e dei suoi canyon le cui torbiditi non risultano ricoperte da pelagiti e dunque dovrebbero costituire un fenomeno attuale. Del resto già Heezen (1956) aveva messo in evidenza il fenomeno della rottura di cavi sottomarini al largo della foce del fiume.

Figura 17 – Distribuzione del carbonato di calcio nei sedimenti superficiali del Bacino della Colombia, basato su 126 campioni (da Prell, 1978).

L'influenza del Magdalena sulla diminuzione della componente carbonatica del bacino è duplice apportando da una parte materiale terrigeno che determina in proporzione una

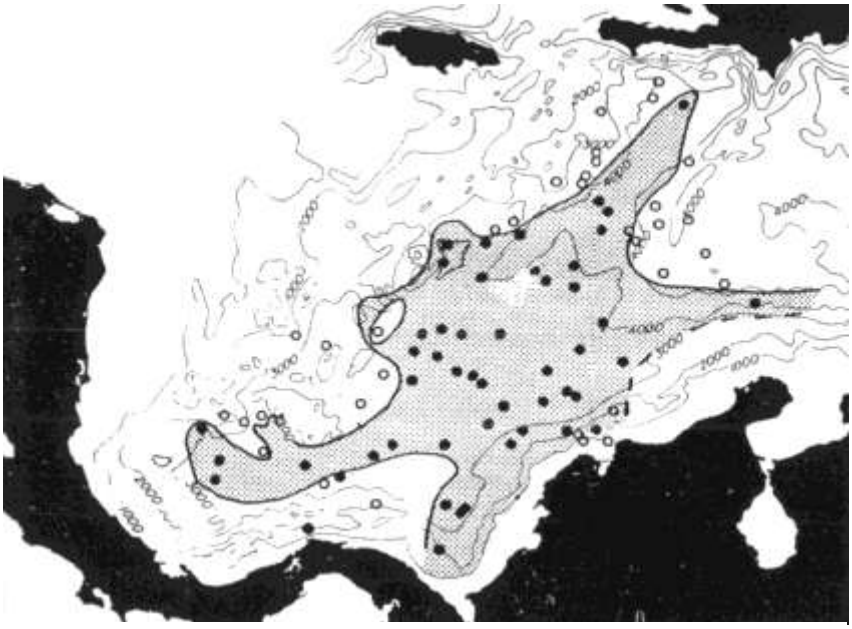


Figura 18 – Estensione massima dei depositi torbiditici nel tardo Quaternario (da Prell, 1978).

diminuzione della componente carbonatica pelagica e dall'altra depositando materiale organico che, secondo un complesso fenomeno identificato da Berger (1970) per il Pacifico sudorientale (citato in Prell, 1978)[19], produce una zona di dissoluzione dei carbonati proprio in corrispondenza della conoide del fiume (fig.18).

1.7 NATURA DEI SEDIMENTI DEL MAGDALENA

Duplaix et alii (1972) hanno condotto analisi mineralogiche nei bacini colombiano e venezuelano. I risultati per l'area di distribuzione dei sedimenti del Magdalena mostrano una associazione di minerali pesanti costituita da anfibolo, epidoto, pirosseno monoclino e iperstene, e una frazione leggera costituita da miche e frammenti litici. Allontanandosi dalla foce verso il mare profondo tale associazione varia in quanto, mentre i minerali pesanti si ritrovano in tutto il bacino, i minerali leggeri subiscono una differenziazione nel corso del loro trasporto ed alcuni non raggiungono nemmeno la piana abissale.

Diversi domini sedimentari sono stati riconosciuti lungo la fascia costiera caraibica della Colombia gran parte della quale è interessata da sedimenti di natura carbonatica: sabbie e/o limi calcarei quando non addirittura strutture coralline vere e proprie. Ovvia eccezione è costituita dal tratto di costa che va da *Cartagena* al promontorio di *Santa Marta* dove la vicinanza del fiume fa sentire il suo peso, domina infatti una sedimentazione esclusivamente di natura continentale suddivisa in tre facies (fig.19):

- *Sabbie terrigene molto fini,* (moda compresa tra 125 e 63 μm) localizzate fondamentalmente a ridosso della costa in prossimità degli sbocchi principali: *Barranquilla* e *Canal del Dique* (ma anche in corrispondenza dello sbocco del fiume Sinu più a sud). La differente ripartizione areale di tale facies che si nota tra i due sbocchi è dovuta alla differente ridistribuzione che il moto ondoso e le correnti ne fanno in rapporto alla geometria della costa; il sedimento apportato dalla foce principale è ridistribuito ad Est, dove trova riparo sotto al promontorio di Santa Marta, e a Sudovest, dove le correnti perdono di influenza lungo la costa (Pujos et alii, 1984), mentre nella baia di *Barbacoas* l'energia minore consente ai sedimenti di stazionare in corrispondenza dello sbocco.
- *Fanghi terrigeni sabbiosi,* costituiti da una componente della quale non viene specificata la classe granulometrica, ma riteniamo sia più fine rispetto alla precedente e per questo in grado di giungere più esternamente rispetto alle *sabbie terrigene* appena citate.
- *Fanghi terrigeni,* costituiti dalla frazione più piccola di 63 μm (per almeno il 90%); data evidentemente la loro alta capacità di essere trasportati sono accumulati nell'area di maggior quiete, dal golfo di *Darien* al golfo di *Morrosquillo*.

[19] Il fenomeno sarebbe innescato dalla combinazione di materiale organico proveniente dallo strato di acqua più superficiale "produttivo" e dall'apporto di acqua continentale da parte del Magdalena; ciò produrrebbe una fascia di dissoluzione dei carbonati.

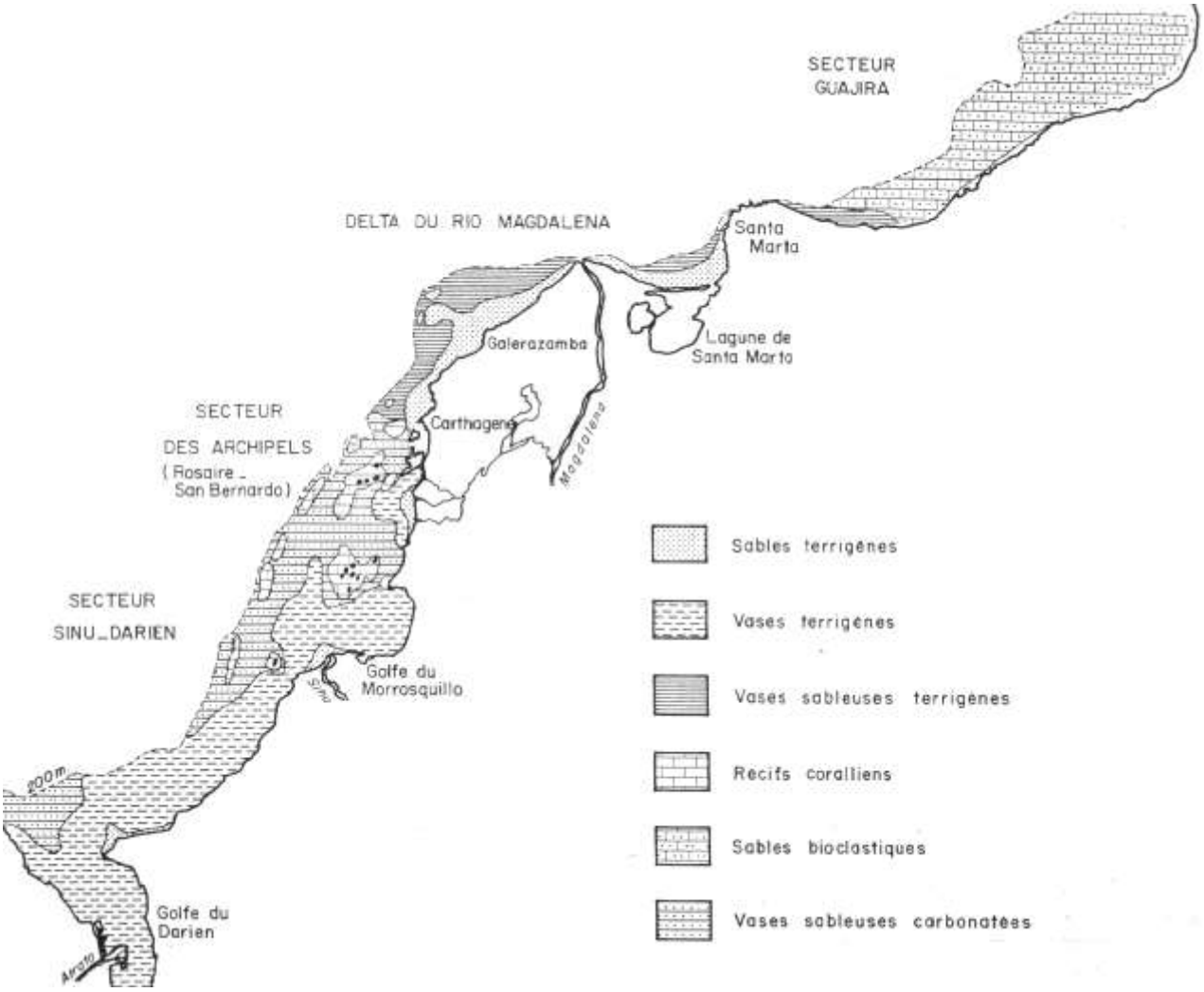


Figura 19 – Ripartizione delle facies sedimentarie sulla piattaforma caraibica della Colombia (da Javelaud e Pujos, 1987).

1.8 ASSETTO MORFOLOGICO DELLA CONOIDE TORBIDITICA E SEDIMENTI PROFONDI

La conoide vera e propria del Magdalena si articola su di una superficie di 120000 kmq; essa si sviluppa al fronte del tratto di costa più o meno rettilineo compreso tra *Barranquilla* e *Cartagena* per una lunghezza che in linea d'aria raggiunge 400 km dalla riva (fig.20); nell'arco di tale distanza le profondità raggiungono i massimi valori del bacino della Colombia, circa 4300 m. La pendenza maggiore nella conoide del Magdalena la si incontra nella zona di *upper fan* dove ha un valore di circa 1° pari ad un gradiente compreso tra 1:60 ed 1:100 e diminuisce gradualmente fino a meno di 0.5° (meno di 1:250) alle profondità maggiori dove il *lower fan* sfuma nel bacino; l'adiacente (su ambedue i lati) scarpata del prisma di accrezione mostra pendenze nettamente più accentuate comprese tra 2.5° ed 8.5°. La ripartizione fatta ha ragion d'essere in quanto i depositi e la morfologia stessa della conoide

sottomarina possono essere suddivisi in settori in funzione della granulometria del sedimento e dei processi deposizionali in atto (Normark; 1970, 1974, 1978); Kolla et alii (1984) hanno infatti suddiviso l'intero corpo sedimentario del Magdalena anche in funzione di fattori come la rugosità del profilo, l'altezza degli argini dei canali e lo sviluppo di questi, le caratteristiche litologiche dei sedimenti, i processi di trasporto che li hanno messi in posto ed infine le caratteristiche acustiche degli orizzonti riflettenti identificati dalla sismica (tab.1).

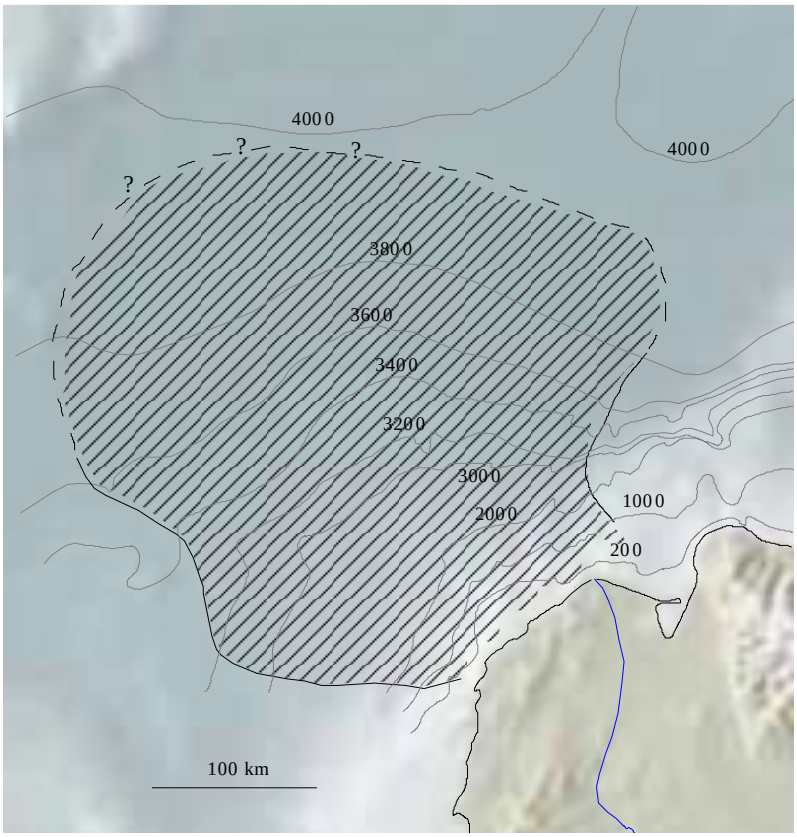


Figura 20 – Batimetria ed estensione approssimativa dell'area coperta dalla conoide torbiditica del Rio Magdalena (da Kolla e Buffler, 1984; modificato; Base map: PCL Map Collection,università del Texas).

Gli stessi autori identificano 6 unità sismiche (fig.21) a partire da un irregolare basamento acustico profondo che immerge verso il continente; la prima (sequenza "A") ha giacitura discontinua e tende a riempire i recessi del basamento acustico, le successive "B" e "C" giacciono in *onlap* sulla precedente tendendo ad assottigliarsi sia verso mare sia verso terra. L'unità "D" mostra al contrario una giacitura *downlap* a scala regionale nei settori di *middle* e *upper fan;* su di questa giacciono le unità "E" ed "F", al confine delle quali sono presenti evidenti strutture di erosione e/o deposizione. L'ultima unità, considerata l'effettiva sequenza di *fan,* rappresenta la maggiore fase di

Characteristics	Upper Fan	Middle Fan	Lower Fan
Gradient	1:60 to 1:110	1:110 to 1:200	< 1:250
Longitudinal profile and relief	Irregular; usually > 25 m	Irregular to smooth; 6-20 m	Smooth; < 5m
Channels and levees	Channel depth up to > 100 m; levee heights up to < 100 m; Limited number of channel (valley)-levee complexes	Channel depth 30-40 m or less; levee heights 20 m or less; noumerous channels	Channel depth < 20 m; levee absent; few channels
Acoustics (3.5 kHz)	Distinct echoes with continuous subbottom reflectors; regular hyperbolae and sediment waves common	Distinct to indistinct echoes with continuous to fuzzy subbottom reflections; regular hyperbolae and sediment waves common	Indistinct echoes with few or no subbottm reflectors; poor to no penetration; smooth, flat sea floor
Acoustics (Multichannel seismics)	Overlapping or coalescing wedge shaped levee sequences, channel floors may contain high amplitude, discontinuous reflections and onlap fill sequences	Discontinuous, hyperbolic and chaotic reflections common: coalesce of small wedge shaped reflections in the upper middle fan: mounding owing to many small channel-levee complexes	Relatively continuous, flat reflections
Sedimentology (lithology)	Coarse-grained sediment in channels; dominance of fine-grained sediments in other areas	Type of sediment intermediate between the upper and the lower fan	Coarse-grained (sand) sediments dominate
Sedimentology (processes)	Channelized and overbank spilled turbodoty currents;	Channellized and overbank spilled turbidity currents,	Unchannellized turbidity currents, debris flow

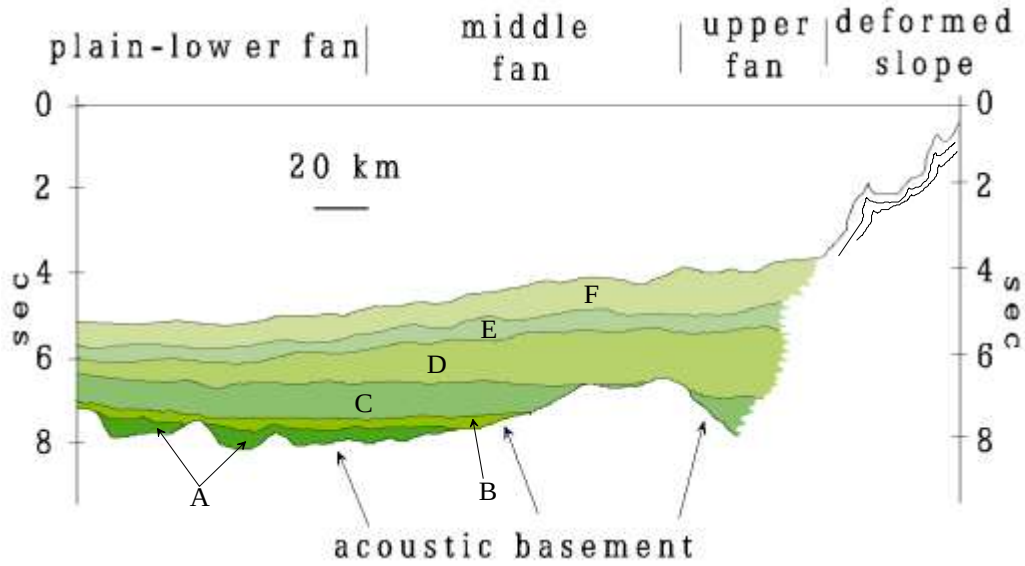


Figura 21 – Sezione schematica della stratigrafia della conoide torbiditica del Rio Magdalena basata sull'interpretazione di vari profili sismici (da Kolla et alii, 1984; modificato).

	slumping from continental slope within channels back sides of levees	unchannellized turbidity currents, slumping and debris flow	

Tabella 1 – Caratteristiche morfologiche, sedimentologiche, sismiche e deposizionali della conoide del Rio Magdalena (da Kolla et alii, 1984).

sedimentazione seguita alla fase di più intenso sollevamento delle Ande nel Pliocene medio; è sulla superficie di questa che agiscono gli odierni fenomeni di erosione e deposizione e si impostano tutte le morfologie studiate nel presente lavoro. Complessivamente le tre unità superiori vengono identificate con il vero e proprio corpo torbiditico, esse sono fortemente associate alla sedimentazione terrigena innescata dall'orogenesi andina nel Miocene con il fiume come sorgente unica di materiale.

1.9 RAPPORTI TRA LA *SOUTH CARIBBEAN DEFORMED BELT* ED IL SISTEMA TORBIDITICO DEL MAGDALENA

Seguendo la SCBD da Ovest verso Est questa sembra scomparire al di sotto della conoide sommersa del Magdalena per riapparire al di là e proseguire verso il margine venezuelano; i profili sismici dell'UTIG (University of Texas Institute of Geophysics)[11] identificati dalla sigla "CB" (Colombian Basin fig.1) non evidenziano, secondo gli autori, segni di apparente deformazione nel corpo della conoide in

Figura 22 – Margine convergente nord colombiano. Il fronte di deformazione (*South Caribbean Deformed Belt*) si presenta incurvato verso il continente in corrispondenza della conoide torbiditica del Magdalena (da Breen, 1989).

contrasto con l'evidente deformazione che affligge la suddetta fascia (Lu e McMillen, 1982).

In realtà il fronte di deformazione appare arcuato (fig.22) in corrispondenza del delta del Magdalena; esso appare flettersi in direzione della terraferma (Lu e McMillen, 1982; Lehner et alii, 1983). I profili sismici raccolti sulla conoide non rivelano alcuna traccia in profondità del suddetto fronte.

Tale fatto e soprattutto il particolare andamento concavo del thrust hanno indotto N.A. Breen (1989) ad applicare le ipotesi di Davies et alii (1984) a questa zona di convergenza tra placche. L'idea è quella secondo la quale lineamenti strutturali incurvati, che si riscontrano in svariati casi sulle placche sovrascorrenti, possono essere indotti non solo da un margine continentale già di per sé irregolare o dallo scontro un blocco esotico trasportato dalla placca in subduzione, ma anche da una terza eventualità, quella secondo cui una sedimentazione sufficientemente intensa sul margine di una placca in sovrascorrimento (fig.23C, caso del Magdalena) è in grado in determinate circostanze di inibire lo scivolamento lungo la superficie di scollamento inferiore determinando alternativamente:

1) il trasferimento della deformazione all'interno del corpo sedimentario
2) il trasferimento della deformazione su una nuova superficie di scivolamento
3) il trasferimento della deformazione verso l'interno della placca in obduzione.

In questi ultimi casi, se il fenomeno di sedimentazione è sufficientemente persistente nel tempo, la crosta continentale alle spalle del corpo sedimentario si deformerà in strutture marcatamente arcuate. Le circostanze che determinano una dinamica o l'altra sono legate

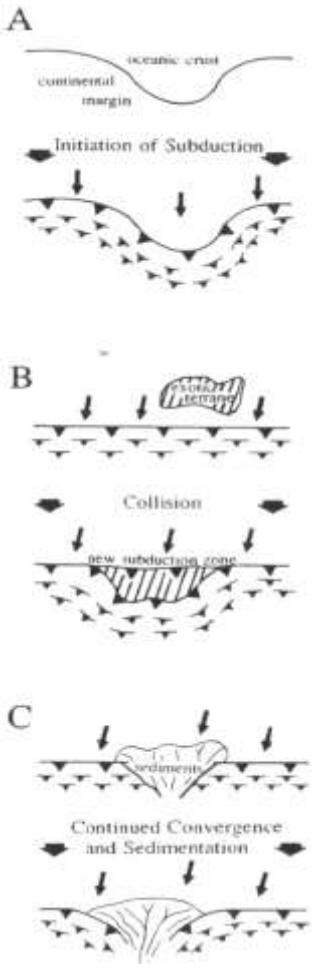


Figura 23 - I possibili meccanismi che possono causare trend strutturali incurvati in corrispondenza di un margine convergente di placca (da Breen, 1989).

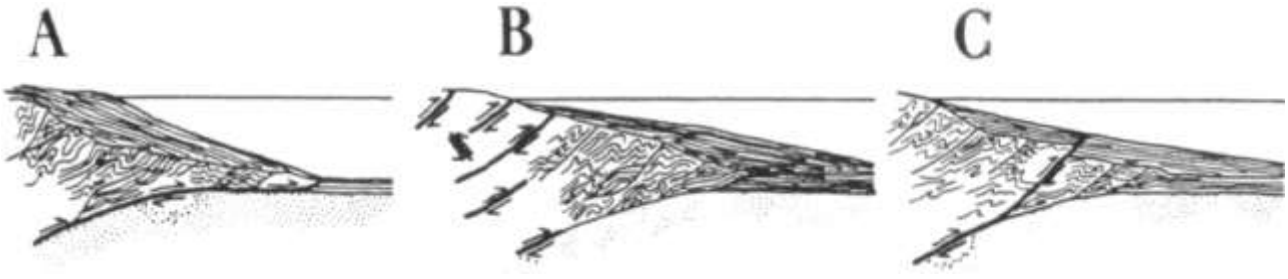


Figura 24 – Differenti effetti di un carico (di sedimenti) sulla deformazione di un prisma di accrezione (da Breen, 1989).

essenzialmente al contrasto fra la pendenza del corpo sedimentario rispetto a quella del prisma di accrezione su cui è adagiato. Una pendenza della pila di sedimenti[20] maggiore di quella del prisma (fig.24A) determina una stabilità del fronte di thrust, in questo caso il cuneo di materiali scivola in avanti in maniera stabile senza alcuna deformazione interna; una pendenza che faccia decrescere il profilo del prisma (fig.24B) al di sotto di un certo valore di soglia frena lo scivolamento e causa il trasferimento della deformazione all'interno del corpo sedimentario oppure il trasferimento della stessa superficie di scollamento su di un piano ancor più inclinato (fig.24C). In ambedue gli ultimi casi la deformazione si trasferisce alle spalle del cuneo di sedimenti verso l'interno della placca in sovrascorrimento.

In tale quadro la conoide del Magdalena, che si adagia proprio sul margine di placca, si trova nella condizione di stare deformando il prisma di accrezione, come dimostra l'andamento concavo del fronte della SCDB in corrispondenza di questa. Essendo la pendenza della conoide compresa tra 2° e meno di mezzo grado (tra upper e lower-fan, Kolla e Buffler, 1985) decisamente inferiore a quella dell'adiacente fascia deformata, gli Autori ricercano l'evidenza della deformazione all'interno della placca sudamericana e riconoscono nel sollevamento del massiccio di Santa Marta questa evenienza.

Le evidenze riguarderebbero il fatto che il periodo di inizio sollevamento del massiccio (10 Ma) corrisponde esattamente all'inizio della sedimentazione torbiditica del (proto) Magdalena nell'alto Miocene (in piena orogenesi andina).

1.10 SCOPO DEL LAVORO

L'obiettivo del presente lavoro si articola su più punti.

Dai dati *multibeam* rilevati in mare il primo passo è quello dell'elaborazione numerica; sono stati applicati svariati modelli di interpolazione *(Gridding Methods)* e valutati i risultati in funzione anche dei numerosi parametri di controllo offerti dal software; infine sono stati scelti i modelli di calcolo che più si prestavano al nostro scopo fornendo dati che fossero utilizzabili[21] e che apparissero maggiormente coerenti con la possibile realtà. Il primo obiettivo è stato dunque quello di costruire, in base ai metodi di calcolo scelti, un dettagliato mosaico della batimetria dell'area di studio (dettaglio che consente di scendere fino ad equidistanze minime[22]).

Elaborazioni successive hanno consentito di ottenere dal precedente una altrettanto dettagliata carta delle pendenze la quale, se espressa con una scala omogenea di toni di grigio, è risultata anche una ottima mappa di base per l'interpretazione vera e propria. Analogamente è stato possibile ottenere mappe ombreggiate e rappresentazioni tridimensionali ruotabili sui tre assi e con scala verticale variabile.

---

[20] Pendenza compatibile ovviamente con i vari fattori che determinano l'angolo di riposo oltre che con il coefficiente di attrito dello scollamento basale e la densità dei fluidi presenti; (Davies et alii, 1984; Breen, 1989).

[21] Può capitare che un metodo di interpolazione dia una rappresentazione numericamente corretta ma di difficile utilizzo nell'interpretazione.

[22] Come si potrà vedere nella successiva analisi morfologica la buona qualità dei dati di partenza ha consentito in molte aree di ottenere una equidistanza addirittura di 2 m senza alcun disturbo da parte del rumore di fondo.

Lo step successivo ha riguardato l'interpretazione geomorfologica vera e propria eseguita in dettaglio con l'ausilio di numerosi profili topografici[23] oltre che del confronto tra le varie rappresentazioni grafiche citate. In svariati casi laddove è stato possibile, si è cercata conferma delle morfologie del fondale nei profili sismici superficiali (TOPAS) vincolati tuttavia al tracciato della navigazione e dunque quasi mai perpendicolari ai lineamenti investigati.

[23] Circa 260.

1.11 METODOLOGIE

La fig.25 mostra il tracciato delle rotte seguite dalla nave oceanografica "Hesperides" nelle aree antistanti la foce del Rio Magdalena, comprese grossomodo tra gli 800 m e 4300 m di profondità su di una superficie di quasi 40000 kmq[24]. Il rilevamento consiste in 25 linee circa parallele alle isobate, orientate E-W e NE-SW la cui distanza variabile da 8 a 12 km dipende dall'ampiezza del fascio *multibeam*, e in 3 linee circa perpendicolari alle isobate per una lunghezza totale intorno ai 4000 km. Lungo tali rotte sono stati contemporaneamente acquisiti dati *multibeam*, magnetici, sismici ad alta risoluzione (TOPAS), sismici ad alta penetrazione (AIRGUN) questi ultimi per una lunghezza complessiva di circa 1500 km (circa il 40% del totale).

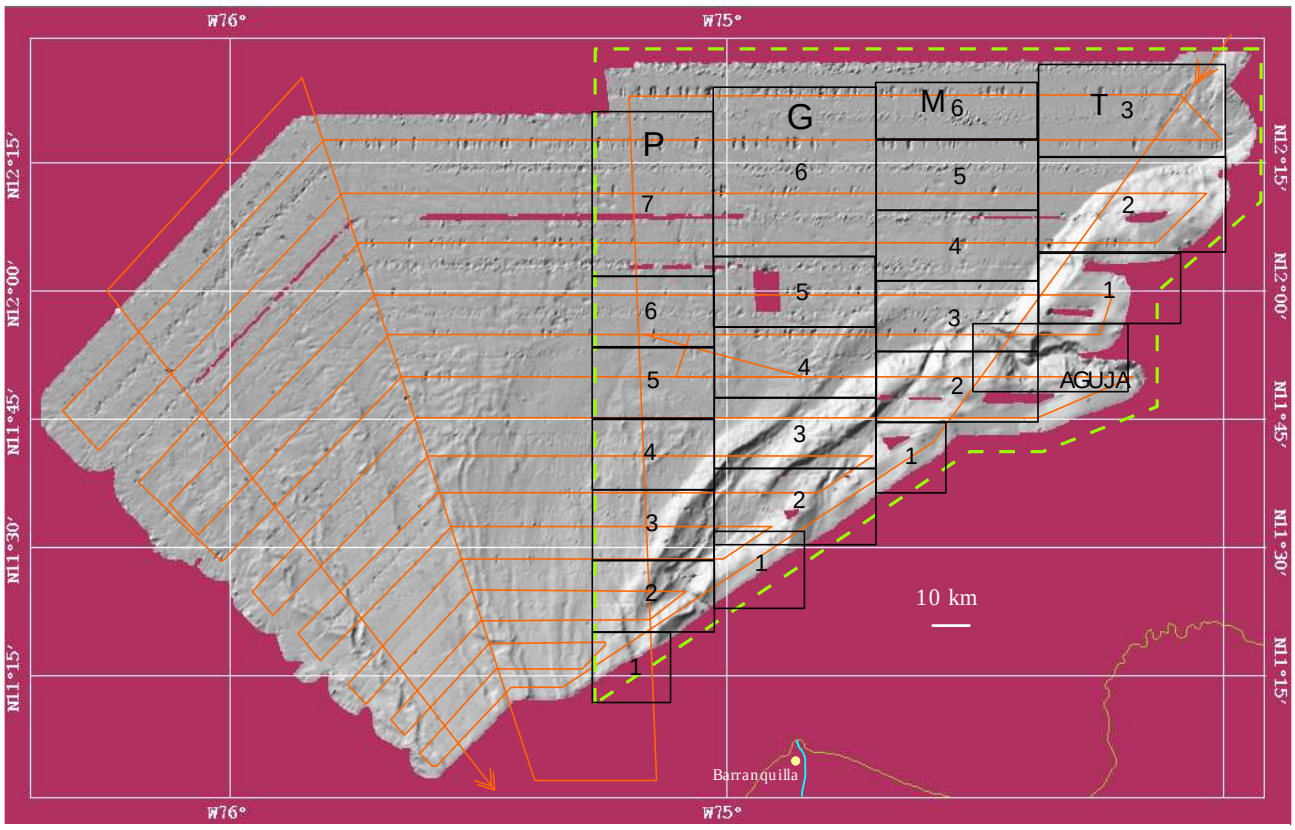


Figura 25 – Rotta seguita a copertura dell'area del Magdalena; la superficie delimitata a tratteggio racchiude l'area di studio; in nero la suddivisione nei vari settori. Si noti il contrasto morfologico tra le aree di piana ed il settore delle dorsali.

1.11.1 RILEVAMENTI MAGNETICI E GRAVIMETRICI

Durante le fasi di acquisizione dei dati sismici e multibeam, sono stati acquisiti anche dati gravimetrici con il gravimetro BELL AEROSPACE TEXTRON BGM-3 e dati magnetometrici con il magnetometro GEOMETRICS G-876. Tali dati non sono stati analizzati in questa tesi.

[24] Valore riferito all'intera area del rilevamento; l'area studiata nel presente lavoro copre il settore orientale della precedente, ad Est della foce di Barranquilla.

1.11.2 RILEVAMENTI SISMICI

Lungo tutte le rotte sono stati rilevati profili ad alta risoluzione (< 1m) e bassa penetrazione (massimo 200 m) effettuati con la sonda "SIMRAD BPS" (ovvero sonda parametrica "TOPAS", TOpografic PArametric Sonar, si tratta di una sonda che opera simultaneamente alle frequenze di 15-18 KHz, producendo per interferenza una frequenza risultante compresa tra 0,5 e 5 KHz). Solamente lungo alcune linee sono stati acquisiti profili ad alta penetrazione (massimo 1000 m) con una sorgente energizzante *"Air Gun"* da 160 cubic inch ed un idrofono costituito da uno streamer di 325 m comprendente tre sezioni di idrofoni da 50 m ciascuna.

1.11.3 IL MULTIBEAM

I principi di funzionamento degli apparati *multibeam* sono descritti in appendice; in questo paragrafo si illustrano solo le modalità operative dell'acquisizione ed elaborazione.
I dati sono stati acquisiti con una sonda SIMRAD EM-12, una ecosonda batimetrica multibeam da 81 elementi con un angolo di apertura variabile in funzione della profondità (90°, 105°,120°) che opera ad una frequenza di 13 kHz; essa permette di effettuare rilevamenti batimetrici per profondità comprese tra 50 m e 11000 m con un alto dettaglio. L'ampiezza della strisciata di fondale "spazzata" da un singolo impulso dipende ovviamente dalla profondità secondo il seguente schema.

Intervallo di profondità	Ampiezza ventaglio	Copertura massima
50 – 5500 m	120º	3.5 x Profondità
5000 – 8000 m	105º	2.6 x Profondità
7500 – 11000 m	90º	2 x Profondità

Nella presente campagna l'apparato ha lavorato sempre con una apertura di 120°. I dati multibeam sono stati gestiti da due workstation, una dedicata all'acquisizione (SUN ULTRA 10 con il software MERMAID) ed una per la visualizzazione e l'immagazzinamento dei dati (SUN SPARC 10). Le successive elaborazioni di tali dati sono state realizzate sempre su piattaforma SUN con il software MERLIN. I dati multibeam sono stati anche utilizzati come ecoscandaglio ad alta risoluzione per la navigazione (sfruttando il solo elemento centrale).

1.11.4 PROCESSAMENTO DEI DATI MULTIBEAM

Le fasi di elaborazione eseguite a bordo hanno fornito una densissima maglia (complessivamente 1.888.127 punti relativi alla sola area del Magdalena) di campionamento del fondo. La densità dei

punti è ovviamente variabile con la profondità ed ha un valore medio di 1 pixel / 20 mq . Dal punto di

colombutm.dat

A:6025 LONGITUDINE

*	A	B	C	D	E
6025	LONGITUDINE	LATITUDINE	PROFONDITA		
6026	563330	1314880	-3058.73		
6027	563400	1314880	-3050.27		
6028	563470	1314880	-3042.54		
6029	563540	1314880	-3029.19		
6030	563610	1314880	-3018.18		
6031	563680	1314880	-3002.35		
6032	563750	1314880	-2986.51		
6033	563820	1314880	-2969.28		
6034	563890	1314880	-2952.52		
6035	563960	1314880	-2931.7		
6036	559060	1314950	-2732.24		
6037	559130	1314950	-2741.6		
6038	559200	1314950	-2749.34		
6039	559270	1314950	-2759.39		
6040	559340	1314950	-2771.89		
6041	559410	1314950	-2778.5		
6042	559480	1314950	-2789.78		
6043	559550	1314950	-2802.16		

Figura 26 – Stralcio del file COLOMBUTM.DAT.

vista numerico i dati digitali multibeam sono stati archiviati in un unico file ASCII (COLOMBUTM.DAT) di formato : longitudine, latitudine e profondità (fig.26).

Il primo passo nella elaborazione numerica dei dati è stata la suddivisione dell'area di studio (che si estende per circa 27000 kmq ad Est della foce di *Barranquilla*, fig.25) in 23 settori più ristretti aventi una superficie di circa 500 kmq (solamente in due settori la superficie arriva fino a 1000 kmq); in certi casi alcuni di questi, più articolati dal punto di vista morfologico, sono stati ulteriormente suddivisi in aree minori per ottenere un dettaglio maggiore (estensione circa 60 kmq, all'interno del canyon di Aguja).

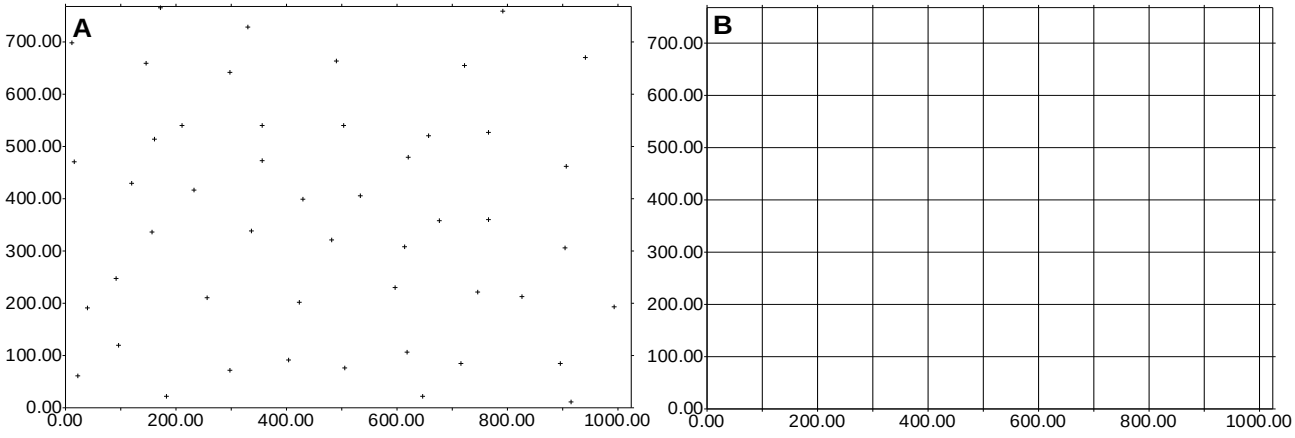


Figura 27 – A) matrice disordinata di punti legati alla modalità di acquisizione (file .DAT); **B)** "griglia" ordinata risultante dall'interpolazione dei medesimi punti (file .GRD).

Successivamente tali dati sono stati interpolati per ottenere un cosiddetto file di *griglia* (.GRD); l'operazione permette di generare da una matrice con valori *x,y,z* disordinati (legati alle modalità di acquisizione) una matrice *x,y,z* in cui *x* ed *y* siano determinate a priori e quindi "ordinate" (fig.27).
Per fare ciò occorre interpolare i dati ed il software utilizzato offre differenti algoritmi di calcolo, ciascuno con la possibilità di definire nel proprio ambito diversi parametri che determinano una maggiore o minore definizione del file di griglia che si ottiene; questo sarà il file di base per tutte le elaborazioni successive. La maggiore o minore qualità, in termini di 1) risoluzione, 2) rumore di fondo, 3) tempo di elaborazione, dipende dall'algoritmo (o *Gridding Method*) scelto per l'interpolazione del file .DAT e dai parametri impostati (figg.28-29). Per i nostri scopi il migliore *Gridding Method* risulta l'*Inverse Distance to a Power,* anche se in alcuni casi sono stati utilizzati il *Radial Basis Functions* ed il *Kriging*; il primo sufficientemente versatile per tutte le aree di estensione superiore a 200-300 kmq, si presta bene per tutti i tipi di elaborazione grafica, mentre i secondi, utilizzati solo all'interno del canyon di Aguja, più indicati per la sola costruzione di *Shaded Reliefs* su aree estese al di sotto di un centinaio di kmq[25].

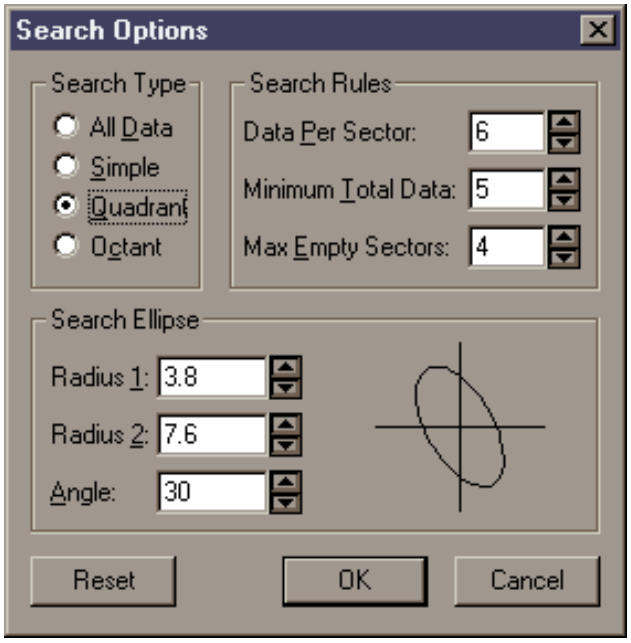


Figura 28 – Parametri comuni a tutti gli algoritmi di calcolo relativi alle impostazioni per la ricerca dei punti x,y non ancora ordinati.

In funzione delle impostazioni che si scelgono nella terza fase di elaborazione si ottengono diverse rappresentazioni dell'andamento batimetrico. Tali rappresentazioni possono essere mappe ad isolinee (*Contour Map*), mappe con ombreggiature (*Shaded Reliefs*), rappresentazioni tridimensionali della superficie (*Surface*), carte delle pendenze (*Terrain Slope*) e mappe con vettori di massima pendenza (*Terrain Aspect*); per ognuna di queste rappresentazioni si possono variare i parametri che le caratterizzano (tab.2).

[25] Si tratta di file di prova costruiti all'inizio e che sono stati mantenuti in quanto assolvevano bene al loro compito; va detto tuttavia che molto difficilmente è possibile costruire un grid su di un'area poco estesa; si veda la nota 30.

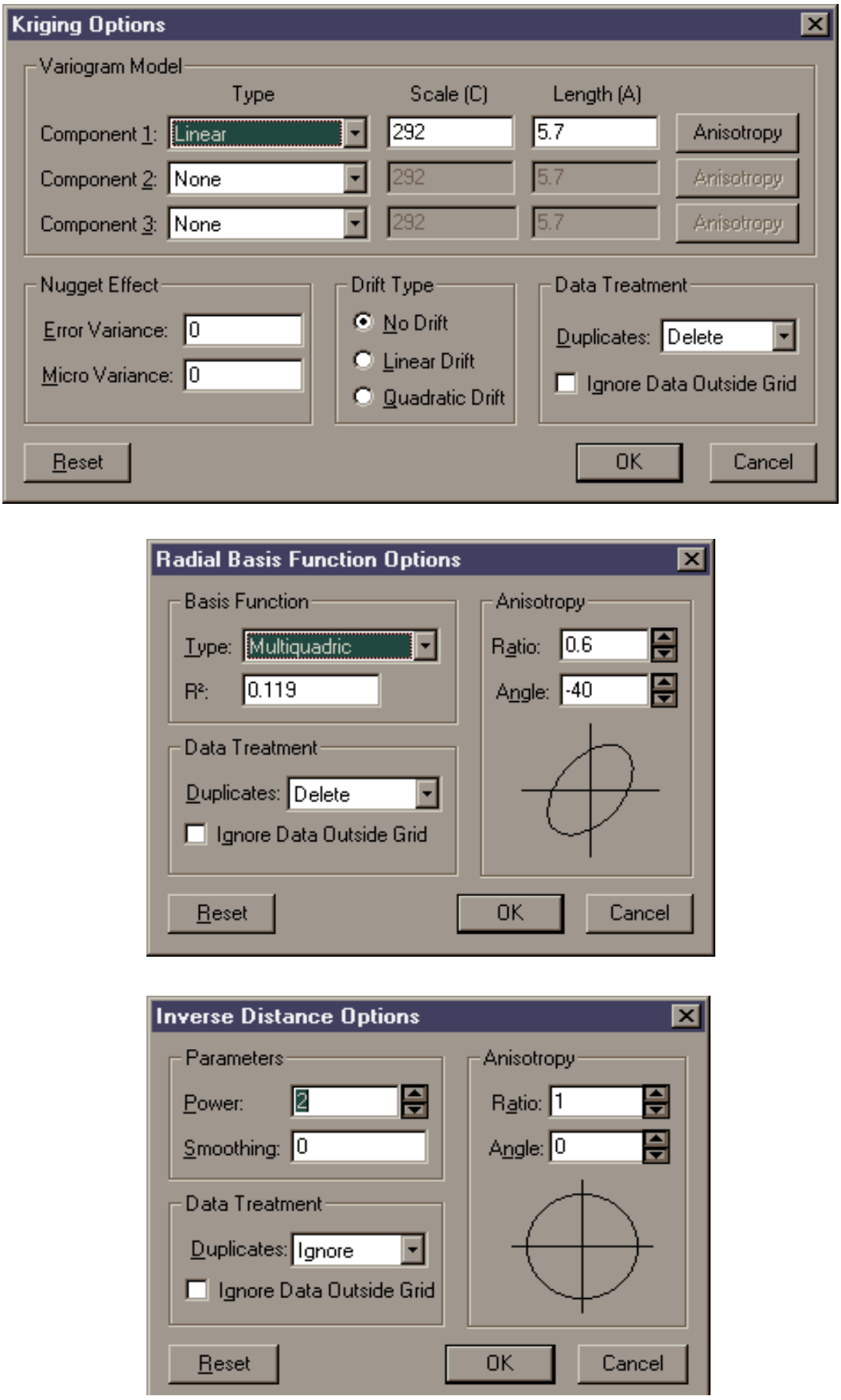


Figura 29 – Parametri propri di ciascun algoritmo di calcolo relativi alle impostazioni per il trattamento dei dati. Dall'alto in basso *Kriging*, *Radial Basis Function* e *Inverse Distance to a Power*.

Si può inoltre calcolare il volume compreso tra due superfici, come è stato fatto per la conoide allo sbocco del canyon di Aguja, oppure ottenere profili topografici con il software *GS Grapher* elaborando il file .GRD.

I file .SRF consentono di raggruppare in un unico file le varie rappresentazioni ottenute; se queste coprono una medesima area possono essere sovrapposte ed anche editate con i simboli di una eventuale interpretazione.

Si rimanda in appendice per i dettagli sulle impostazioni ed i parametri dei vari file .GRD relativi ai metodi utilizzati; inoltre sono state evidenziate alcune note operative e problemi che si sono presentati durante l'analisi vera e propria dei file.

CONTOUR MAP	SHADED RELIEF	SURFACE	TERRAIN SLOPE	TERRAIN ASPECT
Possibilità di variare equidistanza, spessore, colore, etichetta, font e colore di riempimento tra due o più isolinee.	Possibilità di variare l'angolazione e l'orientamento della sorgente di luce, scala verticale, colori terreno e 4 modalità di ombreggiatura.	Possibilità di variare colore linee di superficie, colore in funzione della quota, orientamento del punto di osservazione, scale verticale (z) ed orizzontali (x ed y).	Possibilità di variare scala colori pendenze in modo da poter isolare singole pendenze e/o fasce di pendenza, scala colori.	Possibilità di variare la densità e la grandezza dei vettori di massima pendenza.

Tabella 2 – Impostazioni variabili nelle diverse rappresentazioni.

CAPITOLO 2
ANALISI MORFOLOGICA DELL'AREA DI STUDIO

Assieme alle elaborazioni e all'interpretazione "interattiva" consentita dai dati multibeam si sono sempre consultati i profili sismici superficiali ad alta risoluzione TOPAS che in molti casi sono stat- ... grande aiuto nella conferma delle informazioni ricavate dalle varie mappe elettroniche; questo rilievo tuttavia soffre di limitazioni per la rada copertura e la non coincidenza della rotta della nave con la direzione di massima pendenza delle strutture e delle lineazioni che avviene con angolazioni in genere piuttosto basse. Per facilitare l'esposizione dei dati, la zona di studio è stata suddivisa in zone di minor estensione, come mostrato in figura 25.

2.1 ZONA DELLE "DORSALI" [26]

Nell'area compresa tra 74°30' e 75°10' di longitudine W e 11°20' e 11° 50' di latitudine N appaiono molto evidenti dei lineamenti morfologici allungati che decorrono in direzione SW-NE con una estensione complessiva di circa 90 km[27].
Tali morfologie si distinguono nettamente rispetto alle piatte morfologie dell'antistante piana (fig.25: è chiaramente visibile lo "stacco" morfologico) che costituisce le prime propaggini del più vasto bacino della Colombia; si tratta di una serie di dorsali delle quali le due maggiormente evidenti (estese oltre 50 km ciascuna) sono separate da ampie valli profonde fino a 1000 m, alcune delle quali ospitano delle ben distinte morfologie prodotte da probabili flussi torbiditici.

2.1.1 DORSALE ESTERNA

Ad una profondità di circa 1600 m nel settore sudoccidentale dell'area di studio si incontrano le prime evidenze morfologiche di quella che è stata definita come dorsale esterna[28]; essa mostra un andamento arcuato che si articola per circa 70 km; la sua terminazione sudorientale è tagliata in modo netto da una incisione larga circa 2,5 km e profonda 150 m con andamento circa N-S aldilà della quale la dorsale sembra proseguire, ma ciò non è verificabile in quanto l'area si trova a margine della copertura dei dati. La cresta della dorsale decorre da una quota minima di -1750 m circa fino alla profondità di 3150 m dove perde la sua evidenza morfologica.
I profili topografici *d1→d7*[29] e la mappa delle pendenze (tav.2) relativi all'area mostrano che i due versanti della dorsale presentano pendenze uguali solamente nel tratto più settentrionale; i profili *d1→d5* mostrano una asimmetria in tutto il resto della dorsale con pendenze medie maggiori (tra 9° e 14° fino ad un massimo di circa 20°) del versante esterno che dà sul bacino della Colombia. Pendenze così accentuate non sono infatti presenti sul versante interno (la cui pendenza media si attesta in una fascia tra 4° e 9° circa) salvo che nel tratto terminale citato prima; questo fatto potrebbe però essere

[26] Per la localizzazione di tutti i profili topografici citati e dei riferimenti alle varie morfologie incontrate si consultino le tavole 1,2,3 fuori testo o la carta tematica allegata.
[27] Si faccia riferimento alla tavola 1 fuori testo per il posizionamento delle singole unità del settore "*Dorsali*".
[28] Si intendono gli aggettivi "esterno" ed "interno" in riferimento alla costa.
[29] D'ora innanzi sia per i profili topografici che per quelli a greca si rimanda all'appendice "A"

dovuto all'attività di un canyon (il *v1-v15)*[30] il cui versante sinistro sembra incidere il versante interno della suddetta dorsale (si veda più avanti).

Il versante esterno, complessivamente più pendente, appare più regolare ed omogeneo rispetto al versante interno; forse a causa della maggiore acclività sono presenti occasionalmente incisioni rettilinee più o meno perpendicolari rispetto al pendio di lunghezza intorno ai 4 km per 1 km di larghezza massima e profonde da un minimo di 25 m ad un massimo di 60 m circa.

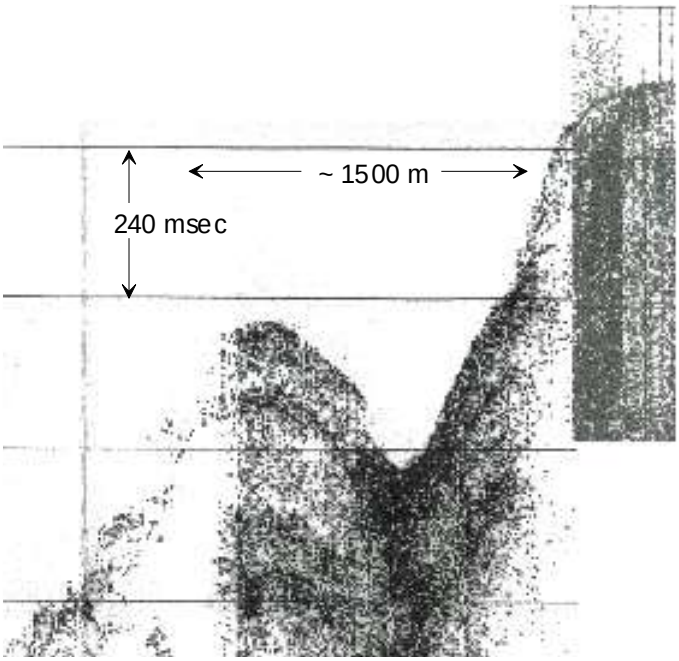


Figura 26 - Una delle incisioni del gruppo *c4bis*; la più settentrionale.

In realtà l'esecuzione di un profilo longitudinale parallelo all'asse della dorsale non porta alla precisa individuazione di tali incisioni che si perdono nel rumore di fondo; laddove i profili TOPAS attraversano sia pur obliquamente il versante in corrispondenza di tali incisioni queste sono ben identificabili (fig.26); tornano utili strumenti anche lo *shaded relief* e il *surface map* che consentono di individuarle bene, le maggiori sono state analizzate con i profili a greca *c1, c2, c3, c4, c4bis e c5*[26] (l'ubicazione dei quali è visibile nella tavola 3) costruiti in modo tale da ottenere come effetto finale una "sequenza di sezioni" di ogni singola incisione (o gruppo di incisioni) piuttosto intuitiva[31].

Per alcune di tali incisioni è anche possibile identificare una labile prosecuzione della traccia dei flussi nella piana antistante la dorsale esterna; tali flussi sembrano abbandonati non essendo apparentemente riforniti da alcuna sorgente di materiale. Ciò è particolarmente evidente per la *c1* (visibile per un breve tratto prima che il rumore generato dall'accavallamento delle due strisciate attigue mascheri il tutto, tavv.1,2,3) e per la *c3* (fig.27).

Nella tabella 2 sono riportati i valori del dislivello tra argini e thalweg[32] nella zona centrale di ciascuna incisione.

Il versante interno ospita delle morfologie differenti rispetto a quello esterno. In luogo dei canali relativamente rettilinei presenti sul versante esterno qui prevalgono delle ampie conche. Da questo

[30] D'ora innanzi, eccettuato il canyon di Aguja, tutti gli altri canyon, incisioni, canali, etc. sono identificati dalla sigla generalmente del primo e dell'ultimo profilo topografico steso a coprirli; analogamente brevi tratti o diramazioni di questi sono identificati dai relativi profili che li delimitano, si veda la tavola 1; inoltre la dizione canyon, canale, incisione, non è indicativa della reale dinamica sedimentaria, pertanto alcuni canali vengono definiti "canyon", e viceversa, in quanto la loro dinamica può cambiare nel loro corso.

[31] Si è riscontrato che il processo di interpolazione è tale da consentire di ottenere un file .GRD ottimale, in termini di risoluzione e rumore di fondo, su aree ampie almeno 200 kmq circa; per aree più ristrette, necessarie a volte per focalizzare dei dettagli, l'interpolazione fornisce un'immagine sia pur ad alta risoluzione, ma molto disturbata ed è preferibile stendere una serie fitta di profili paralleli tra loro per ottenere delle informazioni.

[32] La misura è presa nel tratto centrale maggiormente inciso di ciascun canale ed è rispetto all'argine più alto.

lato della dorsale i materiali, a parità di quota con il versante esterno, possiedono una energia potenziale minore, essendo il dislivello misurato tra la cresta della dorsale ed il fondovalle al massimo

INCISIONE	MAX PROFONDITÀ INCISIONE	LARGHEZZA MAX	LUNGHEZZA	INTERVALLO DI PROFONDITÀ
c1	~ 45 m	~ 1 km	~ 4 km	~ 2160 - 2760 m (~ 600 m)
c2sud	"	"	"	~ 2300 - 2900 m (~ 600 m)
c3	~ 60 m	~ 800 m	~ 3,5 km	~ 1860 - 2240 m (~ 380 m)
c4sud	~ 35 m	"	~ 4 km	~ 2440 - 2900 m (~ 460 m)
c4nord	~ 60 m	~ 2 km	"	"
c5	"	~ 600 m	~ 3,5 km	~ 2230 - 2720 m (~ 490 m)

Tabella 2 - Parametri delle incisioni sul versante esterno della dorsale esterna.

400 m, quasi la metà rispetto al versante opposto che raggiunge anche 750 m. Due ampie conche si affacciano sul sottostante canyon *v1-v15* che scorre al piede del versante interno; queste sono coperte rispettivamente dai profili *d19→d21* e *d22→d24*; piccole conche arealmente meno estese sono inoltre presenti più a Sud delle precedenti.

La conca di maggiori dimensioni (definita *d19-d20*, la più meridionale delle due più grandi) ha una larghezza ed una profondità di circa 4,5 km ed un dislivello tra la sommità (quasi a ridosso della cresta stessa) ed il fondo del sottostante canyon *v1-v15* di circa 450 m; la pendenza dei tratti più ripidi può raggiungere localmente anche 18° circa; alla base della conca *d19-d20* tra le quote 2370 m e 2450 m circa vi è una scarpata, pendente

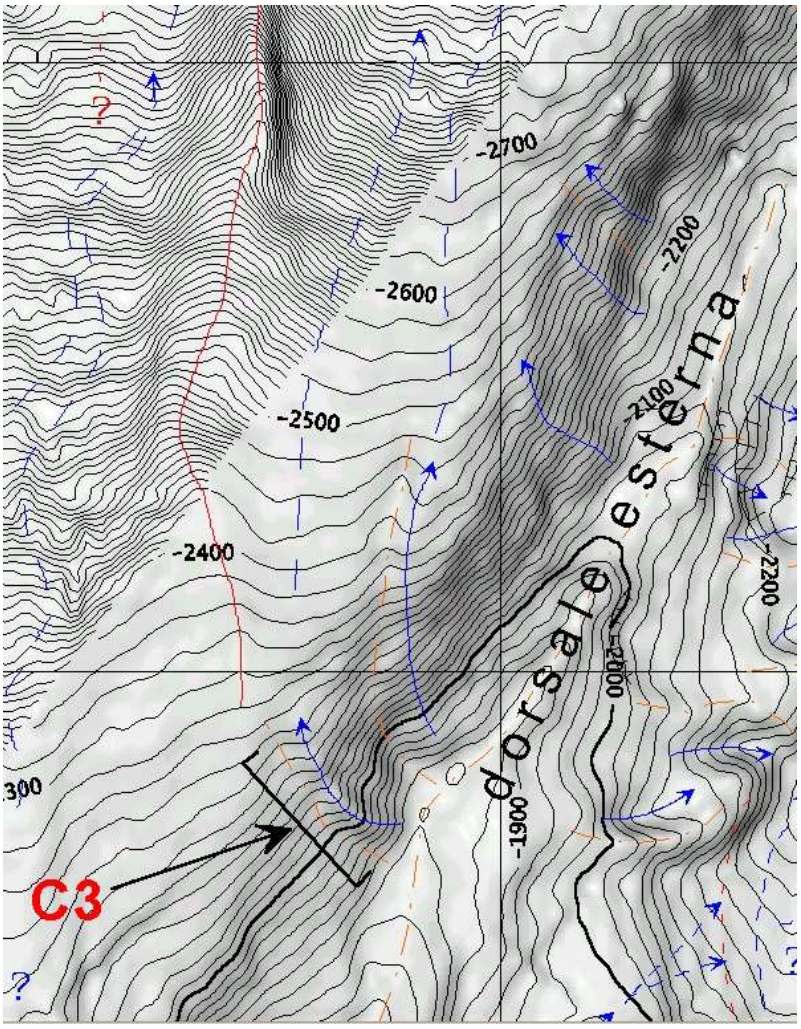


Figura 27 – Tracce di prosecuzione dei flussi nella piana dall'incisione *c3* sul fianco esterno della dorsale esterna.

in punti anche 20°, che dà sul canyon sottostante.
La conca *d22-d24* situata circa due km più a Nord è di dimensioni minori rispetto alla precedente; 2,5 km di larghezza, 3 km di profondità, dislivello circa 220 m. Essa viene attraversata dai profili *d22, d23* e *d24* che mettono in evidenza la presenza di una contropendenza nella zona orientale della conca ad una quota di circa -2390 m dove è presente una sorta di "soglia" che si affaccia sul canyon sottostante. Benchè non vi siano apparenti segni di depositi di materiali nel canyon, salvo il lieve infittimento delle isobate tra le quote –2465 m e –2450 m sul fianco del canyon (che contrastano col fondo relativamente piatto) e la presenza di zone in contropendenza, può essere ipotizzata la presenza di fenomeni di *slumping,* in grado di innescarsi anche su pendenze estremamente ridotte come queste. Casi analoghi sono riportati in letteratura e testimoniano l'evenienza di tale fenomeno in presenza di gradienti ancora più bassi (Shepard, 1955; Dill, 1965; Lewis, 1970; Walker e Masingill, 1970).
I pattern ad "occhio di bue" poco più a Nord del precedente punto sono da considerarsi un artefatto dell'interpolazione; siamo infatti nel punto di sovrapposizione di due passaggi della nave.

2.1.2 DORSALE INTERNA[26]

Più a settentrione ed internamente rispetto alla dorsale esterna nasce una seconda dorsale, circa all'altezza dell'ultimo tratto della precedente e parallelamente a quest'ultimo. Definita *dorsale interna,* questa si estende per una lunghezza di 50 km interamente con andamento SW-NE; la terminazione sudoccidentale ha evidenza topografica intorno ai 2400 m di profondità mentre quella nordoccidentale tende quasi a fondersi con il *fronte retrostante* tra le quote di 2500 m e 3500 m in quanto la *valle interna* va via via restringendosi verso NW. La linea di cresta della dorsale non digrada uniformemente come per la dorsale esterna, bensì appare molto articolata topograficamente con picchi, selle e zone arealmente estese a quote superiori a 2100 m.
I caratteri del rilievo sono messi in luce dai profili *d7→d15* che, insieme all'analisi delle pendenze mostrano che la sommità della dorsale non è netta come nella dorsale esterna ma è semipianeggiante, con una debole energia di rilievo; l'analisi delle pendenze conferma ciò mostrando ampie superfici sommitali la cui pendenza è compresa tra 1° e 3°; tali aree appaiono ancora più ampie se si considera una gamma di pendenze estesa fino a 4°-5°.
Risulta interessante l'osservazione del versante esterno il quale, analogamente alla dorsale esterna, è interessato da varie canalizzazioni parallele tra loro, di larghezza compresa tra un minimo di 600 m ad un massimo di 1 km, perpendicolari all'asse della dorsale e drenanti verso NE. Anche per tali incisioni[33] sono stati costruiti alcuni profili a "greca" (*c6→c10*)[34] in modo da poter visualizzare il singolo canale in tre dimensioni; taluni profili coprono più incisioni (tab.3).
Impostando la scala colori in modo da visualizzare fasce di pendenza di 4° è possibile mettere in evidenza nella zona centrale del versante esterno alcune ondulazioni che si riescono a seguire in

[33] N.B.: alcune di tali incisioni sono visibili in pianta solo utilizzando un contour con una equidistanza ridotta: 5-10 m.

maniera abbastanza regolare, parallelamente alla dorsale, per una lunghezza di circa 20 km, grossomodo tra i profili *d7* e *d11*; si tratta di fasce ampie circa 600 - 700 m con pendenza tra 3° e 12° alternate a fasce con pendenze tra 12° e 20°, aventi più o meno la medesima ampiezza, alcune delle quali tagliate dalla porzione terminale delle incisioni citate sopra (sulla natura di quelle a quota più bassa si rimanda alla fine del paragrafo 2.1.4).

Un'ampia conca, definita conca *d25-d26,* si apre sul versante esterno rivolta verso NW; i profili *d12, d13, d25* e *d26* ne delineano i caratteri; essa è larga circa 8 km ed ha un dislivello, calcolato tra la cresta della dorsale e l'area semipianeggiante (tra 0° e 3°) al suo interno, di circa 200 m; all'interno questa mostra una lieve contropendenza visibile nei profili *d25* e *d26*. La struttura circoide che racchiude la conca presenta delle pendenze massime di 18°-20°. Qualche altra informazione va perduta nel gap di dati poco sopra la conca.

INCISIONE	MAX PROFONDITÀ INCISIONE	LARGHEZZA MAX	LUNGHEZZA	INTERVALLO DI PROFONDITÀ
c6 sud	~ 50 m	~ 1,5 km	~ 3 km	~ 2350 - 2600 m (~ 250 m)
c6 nord	~ 90 m	~ 1 km	"	~ 2325 - 2625 m (~ 300 m)
c7$_1$	~ 60 m	~ 900 m	~ 4 km	~ 2100 - 2800 m (~ 700 m)
c7$_2$	~ 50 m	"	~ 3 km	–
c7$_3$	"	"	"	~ 2300 - 2800 m (~ 500 m)
c8 sud	~ 50 m	~ 1,5 km	~ 4,5 km	~ 2570 - 3150 m (~ 580 m)
c8 nord	~ 70 m	"	~ 4 km	~ 2450 - 3030 m (~ 580 m)
c9	~ 130 m	~ 2 km	~ 8 km	~ 2200 - 2300 m (~ 100 m)
c10$_1$	~ 90 m	~ 1,6 km	~ 3 km	~ 2600 - 3400 m (~ 800 m)
c10$_3$	~ 50 m	~ 1,8 km	~ 4,5 km	~ 2400 - 3400 m (~ 1000 m)

Tabella 3 - Parametri delle incisioni sul versante esterno della dorsale interna.

Nella dorsale interna il versante esposto verso il bacino è più esteso ed anche mediamente più ripido rispetto all'analogo versante della dorsale esterna e questo potrebbe essere la causa sia del maggior numero di incisioni presenti su tale versante sia della maggiore profondità di queste; infatti anche le incisioni meno estese presentano nel loro settore centrale più inciso un dislivello di almeno 50 m tra fianchi e fondo. La semplice pendenza potrebbe non essere l'unica imputata; l'incisione *c9* ad esempio sembra apparentemente proseguire (o meglio "provenire") dal "fronte retrostante" della conoide (questo benchè dorsale esterna e fronte retrostante siano unità topograficamente isolate fra loro), mentre la maggiore pendenza della dorsale fa si che questa possa "conservarsi".

[34] N.B.: la sezioni visualizzate dai profili stesi in questo modo non sono mai in scala; ove possibile sono state specificate direttamente sulla sezione la larghezza e la lunghezza dell'area coperta dalla griglia del profilo.

Analogamente la medesime forti acclività indurrebbero ad ipotizzare un fenomeno di scivolamento di materiali per l'origine della conca *d25-d26;* effettivamente sia la curvatura delle isobate nella zona sottostante, che altrimenti risulta abbastanza rettilineo, sia la corrispondente area che presenta un alto valore di riflettività del fondo (fig.28), potrebbero essere indizi della presenza di un volume di materiale depositatosi al piede del versante. Tale carattere sembra ricorrere in forma minore anche più in alto lungo il raccordo tra piede del versante e *piana chiusa* sottostante in corrispondenza delle incisioni coperte dal profilo a greca *c10*.

2.1.3 CANYON V1–V15[26]

Il canyon, che presenta una larghezza costante intorno a 2 km, corre più o meno parallelamente alla dorsale esterna costeggiandone il versante interno per tutta l'estensione di questa.
Il tracciato sembra nascere e mantenersi ad una certa distanza dall'asse della dorsale (circa 6-7 km in linea d'aria tra cresta della dorsale e thalweg del canale), fin oltre la metà di questa. Oltrepassate le conche *d19-d20* e *d22-d24* il canyon curva nettamente verso sinistra e prosegue il suo percorso molto più a ridosso del versante, la precedente distanza si riduce a meno di 1 km, tanto da far ritenere che le maggiori pendenze riscontrate sul versante interno della dorsale esterna siano dovute proprio all'azione erosiva del canyon alla base di esso. Non è possibile seguire in maniera continua il thalweg del canyon poiché sono presenti lungo questo sia gap di dati[35] sia fasce disturbate dovute alla sovrapposizione di due strisciate della nave.
Il fianco sinistro è costituito da una rottura di pendio alla base del versante interno della dorsale esterna, il fianco destro è un argine alto 50 - 100 m ed ampio nei punti più larghi più di 1 km.
Ambedue i fianchi del canyon mostrano pendenze che raggiungono un massimo di 16°-18°; solamente all'altezza della conca *d22-d24* le pendenze si riducono ad un minimo di 4°-6° in particolar modo sul fianco interno dell'argine destro. Questo argine mostra una asimmetria (si osservino i profili *v1 – v15*) lungo tutto il suo corso; seguendo il canale da SW fino alla zona centrale prima della conca *d22-d24* e nel tratto immediatamente successivo alla conca stessa risulta più pendente il fianco sinistro; nella zona centrale antistante la conca *d22-d24* e nell'ultimo tratto prima di perdere la sua evidenza risulta più pendente il fianco destro.
Circa all'altezza dell'ultimo tratto della dorsale esterna, a 10-15 km dalla sua apparente terminazione tra le due dorsali, il canyon appare disarticolato. L'argine destro, che per tutta la sua estensione ha una netta evidenza morfologica, qui è interrotto per una lunghezza di circa 2,5 km ed i vettori mostrano che un eventuale flusso proveniente da monte devierebbe verso destra nella "*vallecola"* (tav.1). Il netto raccordo tra fianco destro e fondo della "vallecola" (visibile nei profili *d5*, *v12*, *d6*, *d7* esagerando opportunamente la scala verticale) potrebbe essere imputato, nell'ipotesi di una possibile avulsione, allo scorrimento dei flussi deviati in questa nuova direzione. Il profilo a greca VALLECL.GRF, steso poco più a monte rispetto all'interruzione dell'argine del canyon (tav.3), non rivela netti raccordi tra letto e

[35] Talvolta non è visibile il vero e proprio "buco" di dati poiché nell'interpolazione è stato utilizzato una raggio di ricerca maggiore, si vedano le note tecniche in Appendice.

fianco della dorsale interna; ciò potrebbe dare sostegno all'ipotesi che i flussi del canyon devino nella vallecola proprio dal punto indicato in poi.

E' estremamente interessante notare che proseguendo oltre la suddetta breccia nell'argine destro lo scorrimento dei flussi avviene ad una quota nettamente inferiore a quella del thalweg nel tratto abbandonato del canyon *v1-v15*, almeno 80 m più in basso. E' dunque ipotizzabile, già in una osservazione preliminare, che il fenomeno di avulsione sia stato indotto con buona probabilità da un sollevamento del settore.

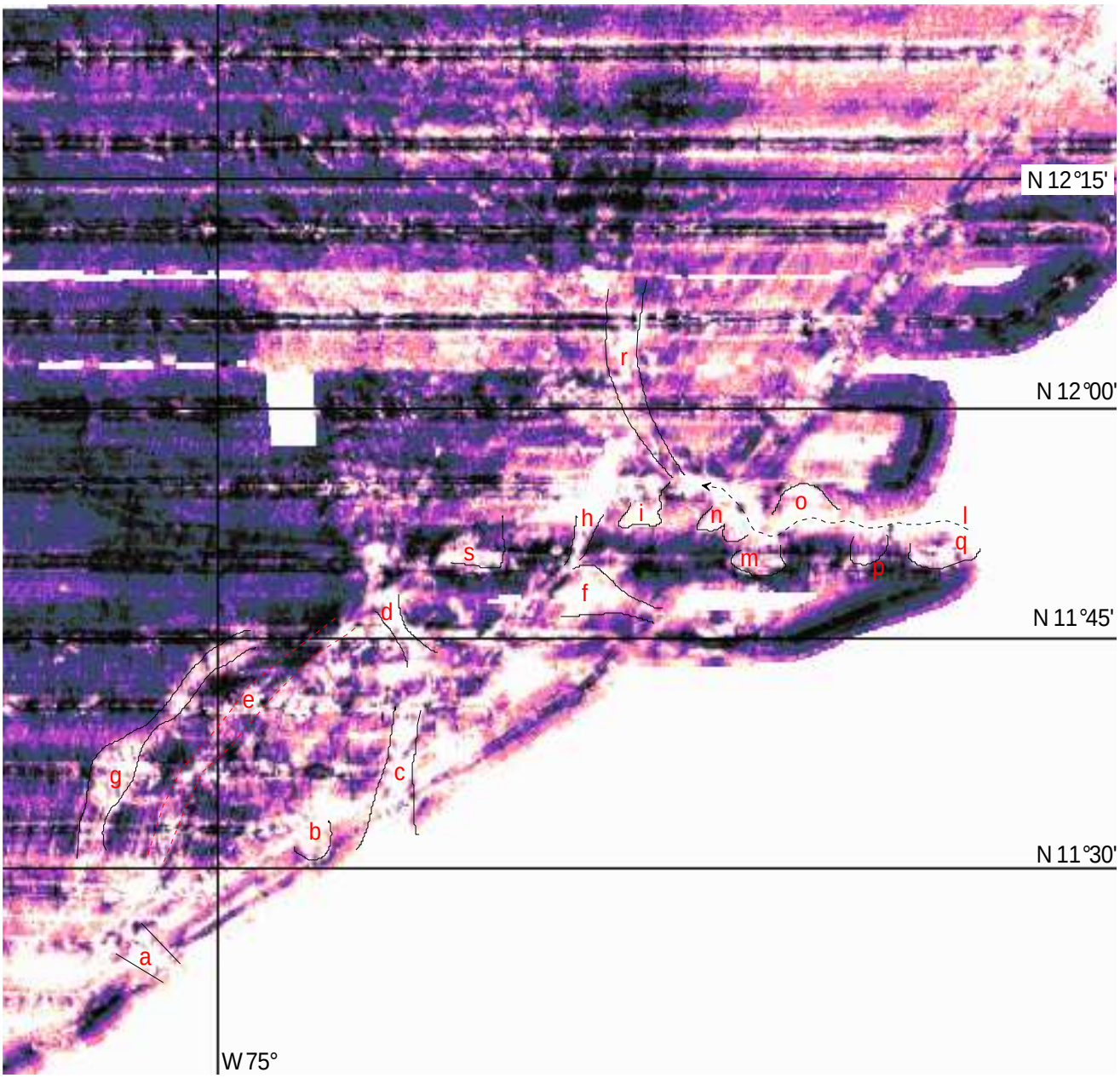


Figura 28 – Carta della riflettività del fondo; i colori più chiari indicano un più alto backscatter. Legenda: **a** – canyon *v012-v017*; **b** – conca *d16-d18*; **c** – canyon *f1-f11*; **d** – incisione *c9*; **e** – canyon *v1-v15*; **f** – incisione *r9*; **g** – flussi di massa tra dorsale esterna e canale "*b*"; **h** – terminazione *g3-g8*; **i** – gruppo *r10*; **l** – tracciato canyon di Aguja; **m** – conca 1; **n** – incisioni 1; **o** – settore centrale; **p** - conca 2; **q** – settore sudorientale; **r** – canale principale conoide Aguja; **s** – conca *d25-d26*.

2.1.4 ORIGINE DEL CANYON V1-V15[26]

Nel tratto iniziale del canyon è presente un gap di dati, che va ad obliterare proprio un'area chiave per comprendere la provenienza del canyon. A Sud e a Sudest rispetto a tale fascia sono presenti infatti due morfologie vallive, ambedue sospettate di costituire il tratto a monte del sudetto canyon; si tratta delle vallecole *v06a-v011*, orientata SW-NE e *v012→v017,* orientata SE-NW.

Nella vallecola *v06a→v011* è presente, quale che sia la rappresentazione planimetrica, un'incisione larga circa 500-600 m, la cui traccia si riesce a seguire nei profili *v08→v011*. La direzione dovrebbe poi curvare verso Nord per congiungersi eventualmente al canyon aldilà del gap di dati indicato sopra. La

vallecola *v06a→v011* inoltre si sviluppa ad una quota e con una pendenza coerente il tratto primario del canyon *v1-v15* oltre il gap di dati.

Nell'area semipianeggiante dove il suddetto solco curverebbe verso Nord vi è lo sbocco di una terza incisione molto netta (*v012-v017*), intagliata nel *"fronte retrostante"* dai flussi provenienti da SE. Tale valle, larga circa 1,5 km all'altezza del profilo *v017*, va via via restringendosi fino a 400-500 m in corrispondenza del profilo *v013* prima di sfociare nella piana; i relativi profili *v012→v017* (si veda anche la tav.15) mostrano anche in questo caso la presenza di una netta incisione sul fondo. La debole curvatura convessa delle isobate nella piana allo sbocco del canyon, potrebbe essere interpretata come un deposito di conoide. I rapporti tra questo e l'incisione presente nella vallecola *v06a→v011* potrebbe far ipotizzare che quest'ultima curvi verso Nord non perché si colleghi al canyon ma perché venga deviata dal corpo della sudetta conoide.

Le ricostruzioni batimetriche effettuate nel corso delle varie campagne degli anni '60 e '70 (in particolare dalla R/V Trident, 1968; *in* Krause, 1971, fig.29) rafforzano l'ipotesi appena fatta; esse mostrano infatti, la presenza di due evidenti canyon subparalleli la cui testata si trova al largo della foce di *Barranquilla*. L'incisione orientale è in asse con lo sbocco fluviale, mentre quella occidentale si trova a circa 15 km di distanza dall'altra. Il confronto con le ricostruzioni esistenti permette di identificare con buona probabilità, anche grazie ai riferimenti con le dorsali chiaramente visibili in Shepard (1973), i settori terminali dei suddetti canyon con le incisioni *v1-v15* (ad Occidente) e *f1-f11* (ad Oriente)[36].

Dato certo riguarda la presente attività del fenomeno delle correnti di torbida, secondo Muñoz (1966) il fenomeno agirebbe con una ciclicità compresa tra cinquanta e cento anni circa anche se Heezen (1956) riporta 14 rotture in un arco di 25 anni. Prove dirette del fenomeno sono le ripetute rotture di cavi sottomarini, a circa 1300 m di profondità e 15 miglia al largo, rilevate tra il 1935 ed il 1950 esattamente in corrispondenza dei due canyon (Heezen 1955,1956); Muñoz (1966) analizza il tasso di sedimentazione pelagica al di sopra delle torbiditi carotate nel settore più a monte dei due rami descritti, valutandolo nullo; per contrasto carote relative a settori adiacenti non più interessati dai flussi torbiditici mostrano al di sopra del materiale torbiditico spessori di pelagiti variabili da 20 cm a 2 m.

Per quel che riguarda l'attività del canyon, oltre alle informazioni appena citate ci si può basare sulla mappatura della riflettività del fondo la quale consente di identificare chiaramente le aree interessate da fenomeni di flusso di massa (fig.28); la caoticità del materiale che infatti costituisce questi depositi presenta caratteristiche acustiche tali da conferire un più alto *backscatter*. In tal modo è possibile osservare che i flussi provenienti dal *v012-v017* alimentano direttamente il ramo *v1-v15* e solo in minima parte, come del resto appare osservando le morfologie, drenano verso la *"piana triangolare".*

[36] Si veda avanti quando si parlerà del "*Fronte Retrostante"*.

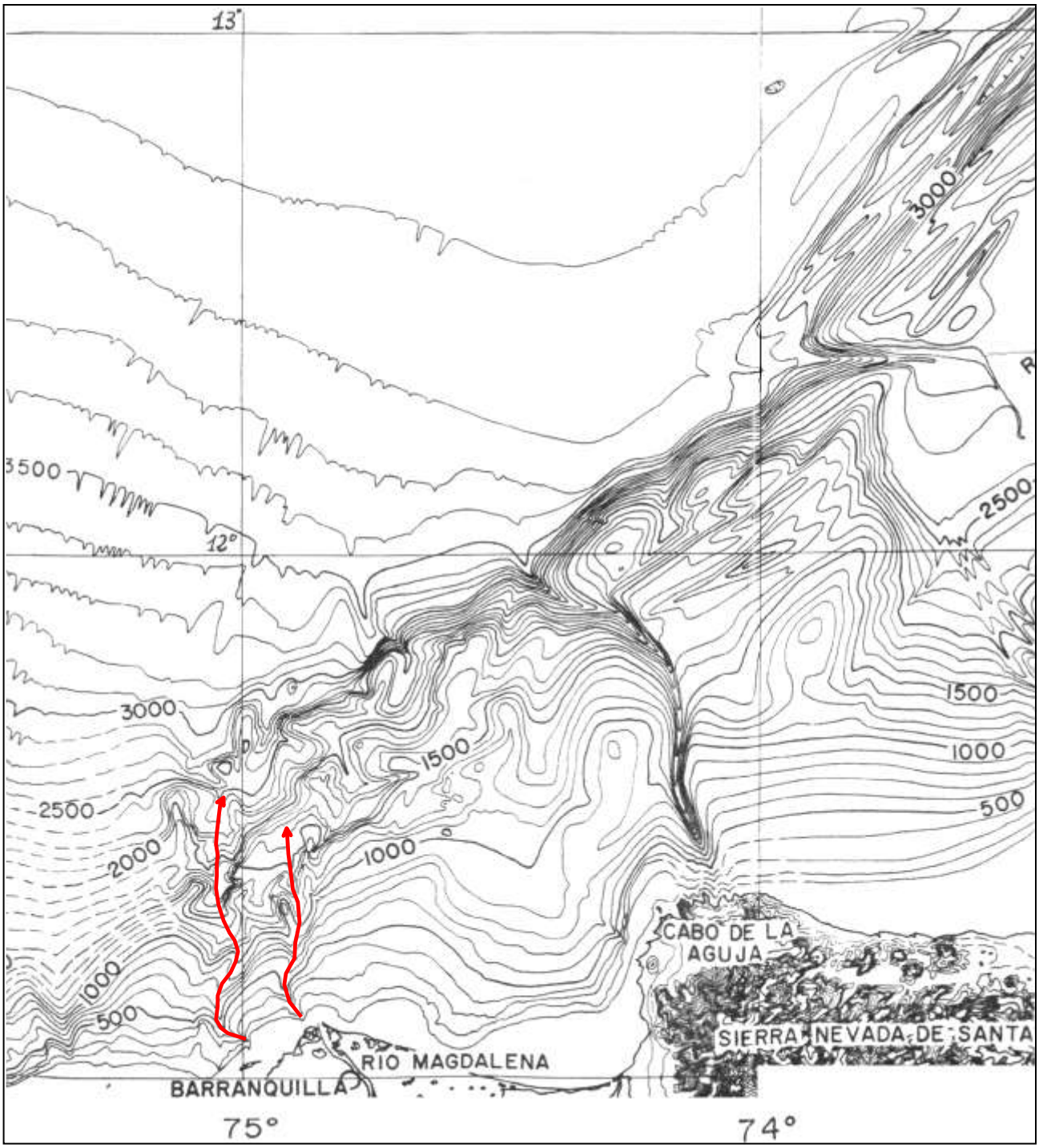


Figura 29 - Ricostruzione batimetrica effettuata in base ai dati delle varie campagne degli anni '60 e '70; profondità in metri (da Krause, 1971, modificato). In rosso è evidenziato il tratto superiore dei canyon *v011-v017* e *f1-f11*. L'evidente incisione al centro della figura è il canyon di Aguja.

2.1.5 TERMINAZIONE NORDORIENTALE DEL CANYON V1-V15[26]

Seguendo il canyon *v1-v15* oltre il profilo *v15*[37] si incontrano alcune morfologie connesse al canyon.
I profili *d7*, *d8*, *d10* e *v16→v20* mostrano delle labili rotture di pendio (visibili all'elaboratore esagerando opportunamente le scale orizzontale e verticale) identificate dal fatto che i fianchi del canyon non si raccordano con continuità al letto del canale[38]. Alla luce di quanto rilevato è possibile ipotizzare che le ondulazioni riscontrate alle quote più basse del versante esterno della dorsale interna (par.2.1.3) potrebbero essere legate all'erosione da parte dei flussi incanalati tra le due dorsali.
Superato il tratto racchiuso tra le due dorsali, la traccia del canyon *v1-v15* sembrerebbe assumere un andamento arcuato (da SSW-NNE ad E-W, identificato dalla sigla *vz1-vz9*) dopo aver intersecato il flusso dell'ampia incisione di versante *c9* (sul versante esterno della dorsale interna); qui la morfologia appare complicata dall'incrocio dei due flussi. Da quel che si osserva sembrerebbe che la traccia principale del canyon *v1-v15* sia "tagliata" dal flusso proveniente dall'incisione *c9*, in quanto un'ideale massa di materiale proveniente dal canyon dovrebbe superare diverse contropendenze che farebbero deviare il flusso altrove rispetto alla chiara traccia SSW-NNE prima di arrivare nella *"piana chiusa"* compresa tra la dorsale esterna e quella che più avanti viene definita *"terza dorsale".*
Purtroppo l'area in cui avviene il collegamento è in pieno rumore di fondo ed anche il rapporto tra il canale *c9* e la sua prosecuzione aldilà del canyon, ben visibile almeno per una decina di chilometri, pur essendo almeno apparentemente più logica appare poco evidente.
L'osservazione a grande scala mostra che la traccia *vz1-vz9* costeggia esternamente la *terza dorsale*; si ipotizza che l'alimentazione sia stata legata a suo tempo al canyon *v1-v15*; le contropendenze mostrate infatti dall'irregolare profilo del thalweg potrebbero far pensare che tale traccia sia rimasta isolata in seguito al sollevamento, ipotizzato nel paragrafo 2.1.3, che ha investito anche la "*terza dorsale*".
L'apparente ed ingarbugliata prosecuzione dei flussi oltre le due dorsali verrà descritta più avanti nell'analisi delle zone abissali (par.2.4).

2.1.6 TERZA DORSALE[26]

La "*terza dorsale*"[39] appare come un alto morfologico esteso circa 25 km in direzione SW-NE leggermente arcuato in corrispondenza della sua terminazione nordorientale. L'espressione del rilievo appare molto meno pronunciata rispetto alle due maggiori dorsali interna ed esterna essendo il dislivello massimo di appena 200 m (si riduce fino a 70 m circa verso NE) rispetto alla *piana chiusa* (a SE) ed al canale *vz1-vz9* (a NW). Non si può parlare di linea di cresta vera e propria in quanto la

[37] L'osservazione migliore si avrebbe consultando all'elaboratore la mappa delle pendenze presente nel file DORSALI.SRF. Con un ingrandimento maggiore e con una scala colori continua, quale è quella di default di Surfer, le rotture di pendio che identificano certe morfologie non sono intuibili, è necessario perciò utilizzare una scala di colori molto fitta con colori contrastanti fra loro e soprattutto non continua, ovvero con un limite ben delineato tra un colore ed il successivo, come quelle relative ai file COLORIFITTI.CLR e COLORIFITTISSIMI.CLR rispettivamente con intervallo di 2 ed 1 unità.
[38] In particolare nei profili v16, v18, v19, v20 e d7, d8.
[39] In seguito ci si riferirà a tale lineamento sempre con questo nome.

sommità della dorsale ha una debolissima espressione morfologica essendo semipianeggiante (prossima ad 1°); anche il dislivello è limitato e va da un minimo di 3300 m ad un massimo di 3450 m di profondità (profili *d38→d42*); le massime pendenze (7°-8°) si riscontrano lungo il fianco nordoccidentale e sono probabilmente da imputare all'adiacenza del canale *vz1-vz9*. Le tavole 1, 2, 3 e 16 mostrano che essa è più o meno in linea con la dorsale esterna.
Si potrebbe ipotizzare che la terza dorsale non sia un'unità a sè stante ma la prosecuzione settentrionale della dorsale esterna, forse smembrata dalla tettonica; in tale ipotesi non è improbabile che la morfologia articolata ed i complicati rapporti tra i flussi *v1-v15*, *vz1-vz9* e *c9*, presenti in quella sorta di "sella" tra dorsale esterna e terza dorsale, sia una conseguenza della disarticolazione strutturale tra i due segmenti di dorsale.

2.1.7 PIANA "CHIUSA" [26]

Si tratta dell'ampia depressione allungata per circa 25 km in direzione SW-NE e di larghezza progressivamente maggiore verso NE da un minimo di 2 km ad un massimo di 7 km; essa è chiusa tra la dorsale interna e la terza dorsale (tav.16). Non sono presenti linee di drenaggio verso l'esterno della piana e dunque l'intera area è da considerarsi una conca chiusa alimentata molto probabilmente dai materiali in parte provenienti dal versante della dorsale esterna che la chiude a SE (in più punti si nota la curvatura delle isobate al piede della dorsale interna), in parte portati dal canyon *v1-v15* e dall'incisione *c9*, come suggeriscono i netti raccordi tra fianchi e fondo mostrati dai profili *v21→v24* ed in parte provenienti dalla terminazione nordorientale della valle interna (incisione *g3-g8*). Due tracciati sismici TOPAS coprono la piana (giorni 18/04 ore 04 circa e 19/04 ore 08 circa) e mostrano che essa è interessata da *debris-flow* in giacitura *onlap* (par.2.5.3).
Nel settore nordorientale il fondo del bacino è semipianeggiante ed è presente una depressione semicircolare al piede della dorsale interna che costituisce la quota più bassa della piana (circa 3500 m di profondità).
Dall'analisi delle pendenze e della batimetria si evince che il fondale mostra una impercettibile pendenza verso SE, mentre l'imbocco della piana (a SW) tende a restringersi, a causa di quello che potrebbe essere interpretato come un deposito di versante in corrispondenza della conca *d25-d26*, dagli iniziali 2500 m circa di larghezza fino a 1900-2000 m per poi allargarsi indefinitamente e perdere di identità quando arriva nella zona centrale del bacino a minore energia potenziale.
L'asimmetria morfologica dovuta al fatto che le quote più basse sono addossate alla dorsale interna potrebbe essere ulteriore indizio dell'instabilità tettonica già ipotizzata per i settori circostanti (par.2.1.3 e 2.1.5); appare invece assai improbabile che essa sia dovuta a flussi provenienti dalla terza dorsale.

2.1.8 PIANA "TRIANGOLARE" [26]

Nell'ipotesi che parte dei flussi provenienti dalla vallecola *v06a-v011* si incanalino (o possano averlo fatto in passato) al di fuori del canyon *v1-v15*, sono stati stesi i profili *t1→t6* [40] per cercare di evidenziare eventuali incisioni o tracce di queste come evidenti rotture di pendio tra fianchi e fondo o palesi asimmetrie nella sezione. Fatta eccezione per il *t1*, dove il solco di destra è dovuto alla presenza del ventaglio di materiali allo sbocco del canyon *v011-v017*, gli altri non rivelano segni di eventuali flussi ed il fondo regolare delle sezioni tende ad allargarsi a mano a mano che ci si avvicina all'area pianeggiante centrale.

La *"piana"* è una superficie grossomodo triangolare ampia circa 15 kmq piuttosto disturbata al suo interno dal rumore di fondo dei margini di strisciata (fig.30); le lineazioni parallele tra loro orientate SSW-NNE sono tutte da interpretare in questo senso in quanto il profilo sismico che le attraversa non rivela la loro presenza; essa pende lievemente verso N/NNE senza mai superare 2° e si estende tra le quote di 2450 e 2600 m circa; il vertice settentrionale cade in corrispondenza dell'origine della

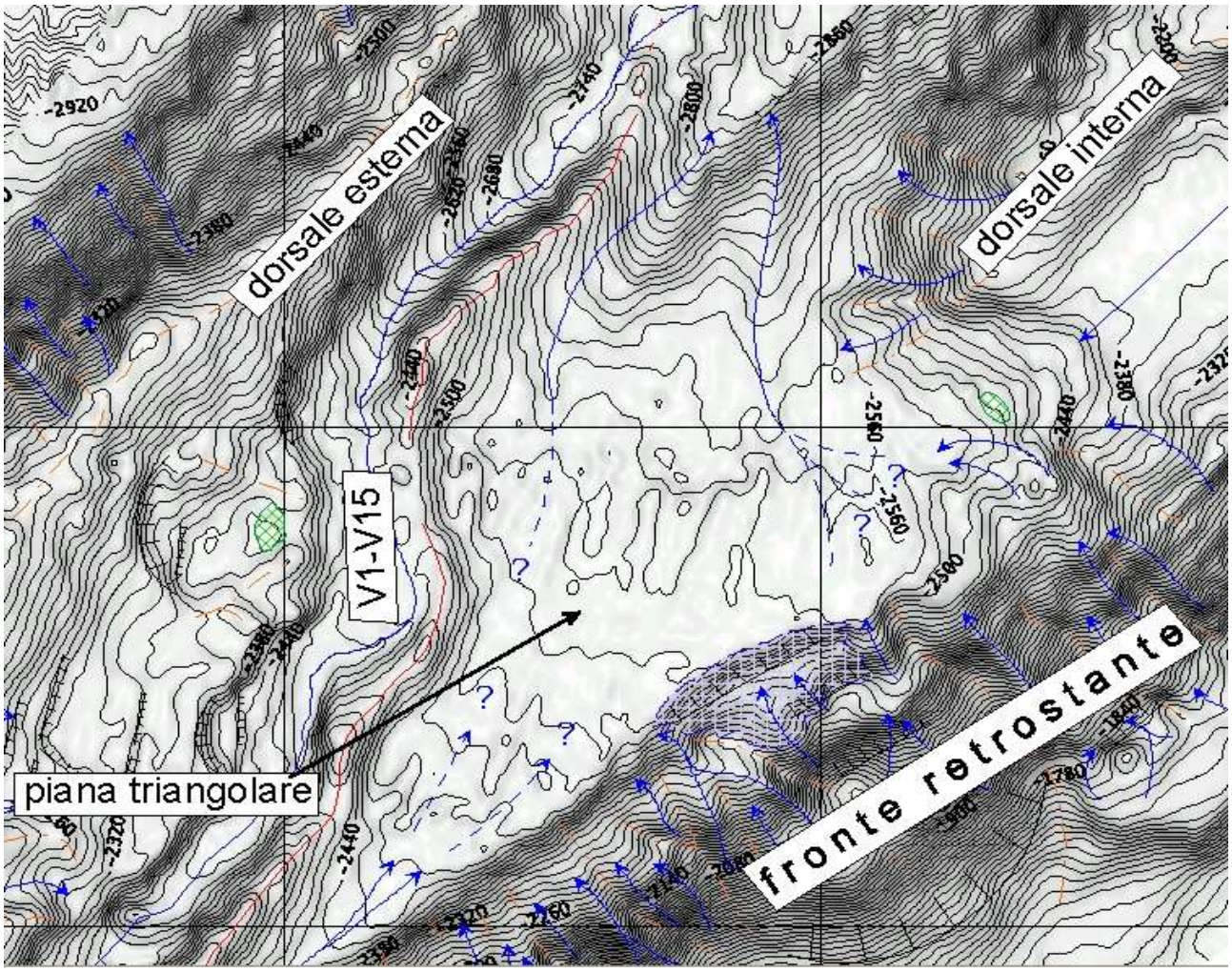


Figura 30 - Piana triangolare; particolarmente disturbata dal rumore di fondo, si notano due principali linee di drenaggio che indirizzano i flussi verso la *"vallecola"* tra le due dorsali.

[40] Aventi lunghezze rispettivamente, t2-3-4-5: 2 km; t6: 3 km; t1: 4 km.

vallecola che fiancheggia il canyon *v1-v15* nel tratto compreso fra le due dorsali; in corrispondenza di questa infatti i gradienti aumentano gradualmente fino ai 4°-5° che si erano riscontrati in tale incisione; ciò costituisce una discontinuità morfologica relativamente brusca che induce ad ipotizzare un qualche fenomeno di instabilità tettonica. Entro un chilometro circa più ad Est si incontrano due linee di drenaggio (tav.14), la prima adiacente all'argine destro del canyon *v1-v15*, la seconda (particolarmente evidente lungo la sezione sismica che l'attraversa fig.31) orientata N-S, che defluiscono nella suddetta incisione; queste probabilmente sono originate dai flussi provenienti dalle numerose canalizzazioni che si osservano sul *"fronte retrostante"* che si affaccia direttamente sulla piana oppure dalla valle più interna (ipotesi questa meno probabile), in ogni caso il rumore ne maschera la provenienza ed il dato della riflettività del fondo non rivela la presenza di materiali trasportati da flussi di massa.

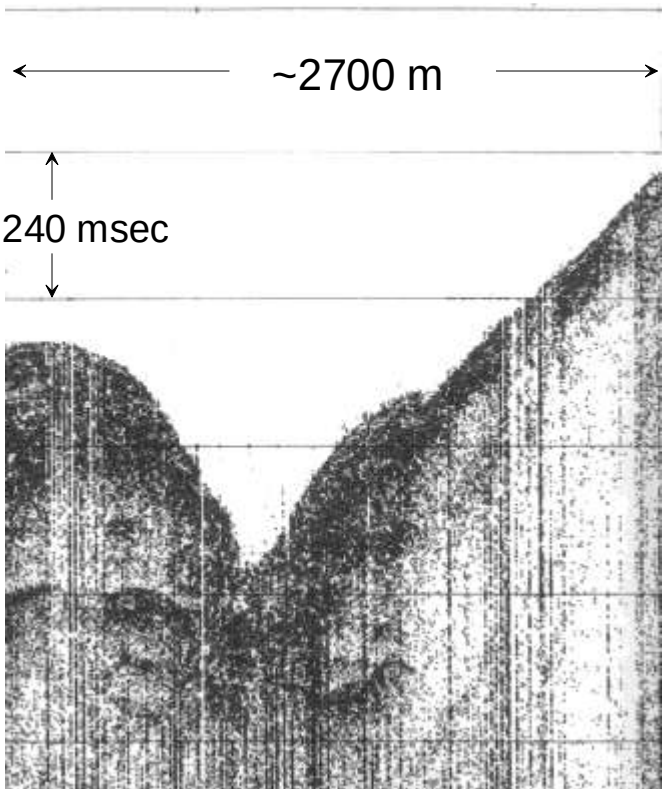


Figura 31 – Sezione TOPAS: una delle due linee di drenaggio (quella più orientale) che indirizzano i flussi dalla piana triangolare alla "vallecola" tra le dorsali

2.2 FRONTE REROSTANTE [26]

Definiamo genericamente *"fronte retrostante"* (rispetto alle dorsali) quell'esteso versante orientato SW-NE che costeggia l'intero margine sudorientale dell'area coperta dai dati multibeam.
Lungo più di 90 km tra il margine sudoccidentale ed il canyon di Aguja, si identifica con fronte retrostante anche la prosecuzione oltre tale canyon per altri 60 km; esso si presenta arcuato e curva verso ENE negli ultimi 30 km.
Il primo tratto è separato dalle due dorsali principali tramite l'interposta piana triangolare più a Sud e la *"valle interna"* più a Nord. L'ultimo tratto oltre il canyon di Aguja si "affaccia" direttamente sul bacino della Colombia senza interposte dorsali; dal canyon di Aguja in poi ci troviamo a margine dell'area della conoide torbiditica del Magdalena e si ritorna su quello che è la scarpata continentale, limite del prisma di accrezione vero e proprio.

2.2.1 VALLE INTERNA [26]

La valle che separa il fronte retrostante dalla dorsale esterna digrada in modo asimmetrico, a partire dal canyon *f1-f11* posto a circa due terzi, nelle due direzioni NE e SW con pendenze sempre molto basse, per la maggior parte intorno ad 1° [41].

L'osservazione dei numerosi profili che attraversano la valle (*d8→d14* e *d27→d34*) rivela l'asimmetria anche nella sezione trasversale di questa che mostra il versante nordoccidentale (dorsale interna) più ripido dell'altro (corrispondente al fronte retrostante) il fondovalle stesso mostra le quote minori addossate al fronte retrostante analogamente a quanto avviene per la piana chiusa. Oltre a tale inclinazione verso SE la valle è caratterizzata da una doppia pendenza: a partire dallo sbocco del canyon *f1-f11* (a circa 2300 m di profondità) essa digrada sia verso Nordest (fino ad un massimo di 2600 m prima del canyon *g3-g8*), sia verso Sudovest (fino ad un massimo di 2400 m prima della piana triangolare). Essa è dunque ad una quota media complessivamente maggiore rispetto alle altre zone pianeggianti con cui si raccorda, come la *piana triangolare* a SW compresa quasi interamente al di sotto dei 2500 m di profondità, oppure rispetto alla *vallecola* tra le due dorsali che inizia a delinearsi poco sopra i –2800 m e, con gradiente simile a quello della valle interna, drena fino alla sella tra dorsale esterna e terza dorsale (a circa 3200 m di profondità).

In generale la morfologia con doppio drenaggio della valle interna può essere ascritta all'attività del canyon *f1-f11* che ha riempito di detrito la parte centrale della valle.

Il raccordo con la *piana triangolare* è rappresentato da una salto di circa 150 m su una distanza di appena 3 km il che si traduce in un gradiente medio di circa 3°; in realtà la pendenza di tale raccordo non è costante ma, come mostra il profilo *g1*, ha un andamento a gradoni con tratti più ripidi (fino ad un massimo di 6°-7°) e tratti semipianeggianti; in ogni caso resta il fatto che nel breve spazio di alcune migliaia di metri si ha un raccordo relativamente brusco tra due settori semipianeggianti, il che potrebbe essere indice di subsidenza della piana o di un sollevamento della valle interna.

La terminazione nordorientale della valle interna presenta uno sviluppo differente; la valle infatti che per quasi tutta la sua estensione presenta una larghezza costante intorno ai 2,5 km (eccetto dove si allarga "fisiologicamente" come in prossimità della piana triangolare o laddove i canyon provenienti lateralmente ne allargano la sezione) inizia a restringersi verso 2480 m di profondità (in direzione NE); quanto bruscamente non è possibile dire poiché un gap di dati cade proprio a questa altezza, in ogni caso vi è un restringimento circa da 2400 m a 900-1000 m in appena 3 km di larghezza della fascia priva di dati.

Il profilo *g2* evidenzia come il raccordo nordorientale con le quote più basse a cui si trova la piana abissale avvenga con una nettissima rottura di pendio.

La sezione dell'ultimo tratto (larga circa 4 km), avente pendenze molto alte di 14°-15°, è visibile nei profili *g3→g8* oltre che nel precedente *d15* [42]; l'osservazione mette in luce un brusco approfondimento

[41] Tali pendenze possono apparire superiori laddove il rumore di fondo dei margini di strisciata disturba l'interpolazione e falsa la pendenza.

fino al profilo *g6*; da questo in poi la valle va gradualmente "svasandosi" fino a sfociare nella piana antistante. Questo aspetto può essere messo in relazione con un'erosione "retrogressiva" del canyon: se la sella tra dorsale interna e fronte retrostante si fosse aperta in tempi relativamente recenti, l'erosione avrebbe iniziato a scavare a partire dalla piana verso monte, in maniera rettilinea.
Un ulteriore considerazione può essere svolta riguardo all'orientamento del tratto *g3-g6* : l'incisione è perfettamente rettilinea ed ha un andamento SSW-NNE rispetto alla valle, di cui è la terminazione, che è invece orientata SW-NE; la deviazione è netta ed in corrispondenza del brusco approfondimento poco sopra il profilo *g3* (fig.34).
I tre tracciati TOPAS che attraversano la valle interna (giorno 17/04 ore 02:00 e 19:00, giorno 18/04 ore 03:00 circa) mostrano che la valle è interessata da corpi lenticolari che divengono via via più confusi ed irriconoscibili spostandosi verso la terminazione nordorientale. Ulteriore indizio della eventuale presenza di flussi deriva dall'alto backscatter mostrato dall'area suddetta; nella figura 28 è estremamente ben evidente il tratto *g3-g6* dove sono presenti flussi evidentemente incanalati dal restringimento; tuttavia è curioso notare che il tratto di valle interna compreso tra il suddetto restringimento e lo sbocco del canyon *f1-f11* non sembra essere interessato dai flussi provenienti da quest'ultimo (come sarebbe logico aspettarsi).

2.2.2 TRATTO DEL FRONTE RETROSTANTE A SUDOVEST DEL CANYON DI AGUJA [26]

Il fronte retrostante a SW del canyon di Aguja ospita a differenti altezze tre evidenti canyon; il più meridionale è il canyon *v012-v017* che come già detto è probabilmente connesso al canyon *v1-v15*; gli altri due sono denominati rispettivamente *f1-f11* ed *r9,* ambedue attualmente attivi in quanto mostrano alti valori di riflettività del fondo (fig.28 e tav.17 [43]).
A SW del canyon *v012-v017* il fronte retrostante è in realtà costituito da una piccola dorsale apparentemente a sé stante lunga complessivamente sui 20 km che si articola tra i 1100 m ed i 1500 m circa di profondità; essa ha inizialmente andamento N-S per poi curvare ed assumere l'orientamento che hanno tutte le altre dorsali SW-NE; la zona tuttavia è situata ai limiti della copertura dei dati e pertanto non si può analizzare appieno la dorsale ed il suo contesto morfologico o ad esempio svolgere considerazioni sul canyon *01-07* che la fiancheggia ad Est con notevole rettilineità.
Il versante nordoccidentale della sudetta dorsale (ovvero il fianco meridionale della vallecola *v06-v011*) ospita diverse incisioni perpendicolari al pendio e coperte dai profili a greca *r1*, *r2* ed *r3*; tale carattere, che diviene ancor più evidente nel settore compreso tra il canyon *v012-v017* ed il canyon *f1-*

[42] I profili sono stati costruiti sul file MUSSI1234S50SPL2.GRD; da notare che con tale file i profili g4, g5 e g8 mostrano delle irregolarità sul fondo dell'incisione che non sono altrimenti visibili (né costruendo i profili sul file senza spline smooth, né con il normale contour); dato che questo carattere è ricorrente può darsi, con buona probabilità, che si tratti di una morfologia realmente presente sul fondo dell'incisione, ma essendo a cosi piccola scala non è visibile in pianta; si tratta infatti di una incisione ben visibile nei profili sismici TOPAS al giorno 17-04 ore 19 circa, immediatamente SW del profilo g3; si prendano come riferimento i limiti di strisciata.
[43] Per il canyon *r9* non è stato possibile costruire un *surface map* in quanto il gap di dati che cade in prossimità ne compromette la visualizzazione.

f11, dove è visibile una fitta serie di incisioni parallele tra loro, era stato già riscontrato anche sui versanti esterni delle due dorsali maggiori e potrebbe avere la medesima origine (tav.14).

Nel predetto tratto tra i canyon *v012-v017* ed *f1-f11* le incisioni relative ai profili *r1*, *r2* ed *r3* mostrano tutte un dislivello ricorrente di circa 400 m nascendo tutte a ridosso dell'asse della dorsale quasi alla massima quota (eccetto per il settore sinistro del profilo *r3* che per motivi di visione parte da metà versante). Questo fatto, al pari delle altre dorsali, desta sospetti in quanto tali incisioni non sembrano nascere da una iniziale canalizzazione di materiali, ovvero non è riconoscibile alcuna "protoincisione" che vada gradualmente allargandosi, ma presentano la loro massima larghezza già alle quote più alte; molte delle incisioni "*r*" sono larghe alla sommità anche 1700 m.

Le pendenze sul versante esterno si aggirano mediamente tra i 7° ed i 13° circa; localmente, soprattutto lungo i fianchi dei tratti più scavati delle incisioni maggiori, le pendenze raggiungono anche i 18° (vedi *r2*, *r3* ed *r3bis*).

Il versante meridionale della piccola dorsaletta appare assolutamente indisturbato come nelle altre dorsali e, al pari di queste, meno esteso con il risultato di un'asimmetria nella sezione (almeno nel tratto orientato SW-NE); le pendenze vanno quindi aumentando gradualmente da SW a NE da un minimo di 4° fino a 16° circa in corrispondenza dell'apice nordorientale dove la dorsaletta si interrompe.

E' ipotizzabile che aldilà del canyon *v012-v017* tale dorsale prosegua per un breve tratto dal momento che le pendenze riscontrate e la loro distribuzione sono del tutto simili; in tale ipotesi i flussi che hanno generato il canyon *v012-v017* hanno eroso ed approfondito questo tratto lasciando sui due lati testimonianza dell'originaria continuità morfologica. Proseguendo oltre, questo lembo di dorsale sembrerebbe perdere la propria identità fondendosi nel fronte retrostante.

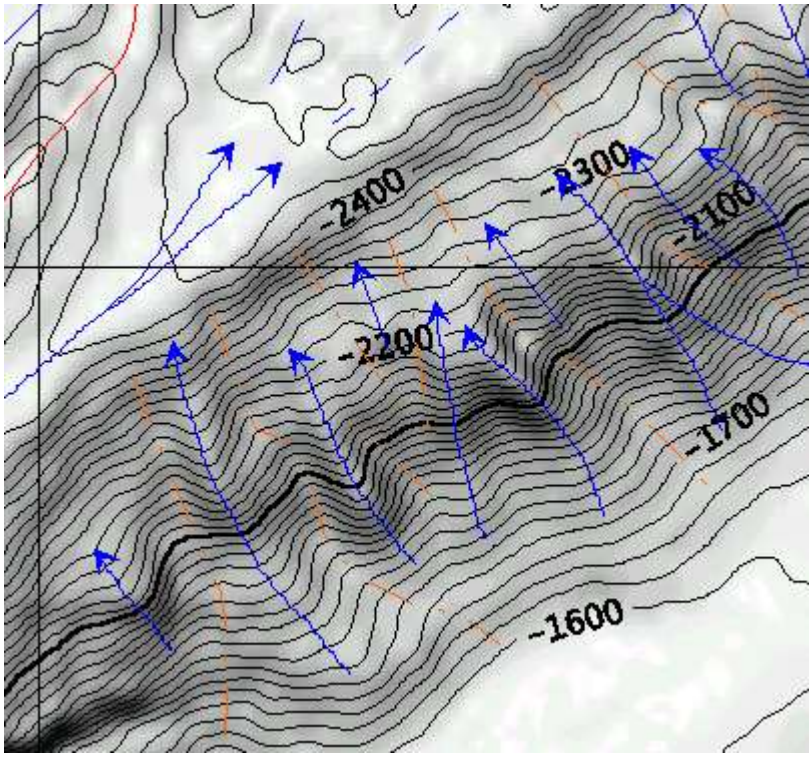


Figura 32 – Incisioni gruppo r4.

Le prime incisioni coperte dai profili *r4*, *r5* ed *r6* iniziano a delinearsi a circa 1600 m di profondità e drenano nella vallecola *t2-t6* e nella piana triangolare a questa connessa.

Le canalizzazioni presenti in *r4* appaiono tutte molto incise; il profilo, eseguito perpendicolarmente al thalweg delle incisioni consente di misurare esattamente i dislivelli massimi di ciascun canale; questi

vanno da 100 m circa per le incisioni *1, 2* e *4* fino a 160 m per la *3;* le incisioni si riescono a seguire fino a circa 2450 m di profondità dove raggiungono la piana triangolare (tav.4 e fig.32).

Il rumore di fondo presente nella piana triangolare non permette di svolgere considerazioni certe in merito alla prosecuzione di tali incisioni; tuttavia il vertice settentrionale della piana presenta due incisioni (menzionate nel par.2.1.8) che drenano nella vallecola tra le due dorsali principali; si può escludere che l'incisione più orientale sia connessa con una o più delle incisioni coperte dai profili *r5* ed *r6*, essendo almeno apparentemente in asse con queste, l'ipotesi però non è verificabile.

I due profili perpendicolari *d17* e *d18*[44] mostrano, una struttura a conca (definita conca *d16-d18*) che ricorda molto l'analoga forma della conca *d22-d24* presente sulla dorsale interna. Questa conca presenta una larghezza massima di 5,5 km ed un dislivello di circa 250 m compreso tra la sommità della struttura circoide e l'area racchiusa al suo interno assimilabile ad una soglia; tale soglia digrada lievemente verso NW (massimo 2°) ed è pianeggiante nella zona centrale; i versanti della struttura circoide vanno gradualmente aumentando di pendenza fino ad un massimo di circa 12° a Sud e 17° ad Est (si osservi la parte alta dei profili *d16*, *d17* e *d18*).

Sul margine della soglia ad una quota prossima ai 1750 m nascono due incisioni ben visibili in *shaded relief* larghe circa 600 m sia a destra che a sinistra rispetto alla protuberanza che la soglia presenta nel mezzo; il profilo a greca *r6* ne mostra parzialmente i caratteri ma essendo proiettato parallelamente alla latitudine appare leggermente distorto; tuttavia mantiene tutte le informazioni morfometriche relative alla conca ed all'incisione essendo perpendicolare a questa.

Nel settore orientale del profilo queste si fondono con la morfologia disturbata dal rumore di fondo del margine di strisciata che a causa della diminuzione di quota improvvisa determina anche un evidente "buco" privo del tutto di dati[45].

Ultimo "testimone" di questa serie di incisioni a Sud del canyon *f1-f11* (oltre il quale il fronte retrostante sembra apparentemente indisturbato) è visibile nel profilo a greca *r7* che copre un'incisione isolata (il gap adiacente ne maschera altre eventualmente presenti) larga circa 1 km che ha evidenza verso i -2000 m e scende fino a -2325 m nella valle interna. In realtà è presente un'ulteriore incisione circa 5 km a NE della precedente delle stesse dimensioni circa, ma non è coperta da dati nella parte bassa e per questo non è stata rappresentata.

Tutti i profili a greca "*r*" analizzati fino a questo punto, laddove le incisioni appaiono per loro stessa natura ben delineate, consentono di fare esatte considerazioni morfometriche sull'altezza degli argini e sul dislivello di questi tra loro e rispetto al fondo dell'incisione; questo in quanto i profili sono stati stesi sempre cercando di mantenere la perpendicolarità della traccia rispetto all'asse dell'incisione; in quei casi in cui il profilo non sia perfettamente perpendicolare all'asse viene introdotta un'approssimazione nella stima delle varie dimensioni di circa ± 10 m che è relativamente trascurabile se si considera che i solchi meno accentuati, come l'incisione sinistra del profilo *r3*, sono profondi 60-70 m.

[44] Si osservi anche il *d16* nella porzione sommitale.

[45] Il raggio di ricerca impostato per l'area (file GRINGO1234IDS50.GRD) è 1000; vedi appendice.

Tutte le incisioni, pur mantenendo costante o quasi la loro larghezza, mostrano una tendenza ad approfondirsi nei loro rispettivi settori centrali dove manifestano il massimo dislivello tra thalweg ed argini.

La tabella 3 riassume i caratteri morfometrici principali di tutte le incisioni relative alla zona del fronte retrostante.

Se si eccettuano *r1* ed *r6* tutte le altre incisioni citate mostrano l'argine destro più elevato del sinistro[46]; maggiori dislivelli tra i due argini si riscontrano quasi sempre in corrispondenza del massimo approfondimento dell'incisione; le pendenze sono variabili ma comunque sempre leggermente maggiori rispetto alla pendenza media del versante.

In genere al piede delle incisioni del fronte retrostante non si sono riscontrate tracce di alcuna prosecuzione morfologica né di abbandono evidente di materiali. Solo nel caso del profilo *r5* si potrebbe collegare la convessità delle isobate al piede del pendio con l'ampia concavità che la sovrasta ed ipotizzare un fenomeno di scivolamento di materiali.

Anche per la conca *d16-d18* si sospetta una natura di slump, tanto più che la medesima area presenta un alto valore di backscatter che potrebbe testimoniare la caoticità dei materiali presenti sul fondo (fig.28).

INCISIONE	MAX PROFONDITÀ INCISIONE	LARGHEZZA MAX	LUNGHEZZA	PROFONDITÀ MIN
R1	~ 60 m	~ 2 km	~ 2,5 km	~ 1140 - 1500 m (~360 m)
R2	~ 140 m	"	~ 4 km	~ 1300 - 1900 m (~600 m)
R3(1)	~ 60 m	~ 1 km	~ 4 km	~ 1340 - 1960 m (~620 m)
R4(1)	~ 100 m	~ 1,5 km	~ 4 km	~ 1640 - 2400 m (~760 m)
R4(2)	~ 100 m	"	~ 4 km	~ 1640 – 2300 m (~660 m)
R4(3)	~ 160 m	"	~ 5 km	"
R4(4)	~ 100 m	"	~ 5 km	"
R5[47]	-	~ 2 km	~ 7 km	~ 1700 - 2500 m (~800 m)
R6(1)	~ 120 m	~ 1,5 km	~ 9 km[48]	~ 1600 - 2500 m (~900 m)
R7	~ 50 m	~ 1 km	~ 3 km	~ 1800 - 2300 m (~500 m)

Tabella 3 - Parametri relativi alle incisioni sul fronte retrostante.

2.2.3 CANYON *f1-f11* [26]

[46] Misure effettuate dove le incisioni sono maggiormente approfondite.

[47] R5 è stato steso perpendicolarmente alla propria incisione centrale ma questa appare troppo "svasata" per poter delineare degli argini cui fare riferimento per le misure, le incisioni in basso a destra non sono perpendicolari, mentre l'incisione centrale più bassa relativamente poco estesa, ha un dislivello di 70 m.

[48] Misura effettuata tra il piede e la cresta del circo.

Il canyon è situato a circa due terzi della valle interna e ne sono visibili solamente gli ultimi 15 km circa; esso costituisce la porzione terminale di un canyon più lungo (circa 50 km) la cui testata è situata esattamente di fronte alla foce di Barranquilla. E' probabile quindi che flussi torbiditici, testimoniati dalle rotture di cavi sottomarini (Heezen, 1956), siano attualmente attivi al suo interno. L'incisione appare come una valle molto svasata nella sua parte superiore (come è visibile dai primi profili *f1* ed *f1b*) e solo negli ultimi 6-7 km la morfologia diventa invece quella di un canyon vero e proprio; i due versanti sono sempre molto regolari e non ospitano incisioni minori o rotture di pendio apprezzabili; il versante occidentale ha un dislivello all'altezza del profilo *f1* di circa 350 m con una pendenza media intorno ai 3°-4°, solo al piede tende ad aumentare leggermente negli ultimi 100 m fino a circa 6°; spostandosi verso Nord a ridosso dello sbocco va aumentando anche fino a 20°. La stessa tendenza ad aumentare di pendenza si riscontra sul versante orientale il quale però appare più articolato per le diverse canalizzazioni coperte dai profili *f3→f11* e dal profilo *r8*.

Infatti da una larghezza di circa 6,5 km (misurata al piede dei versanti) il canyon va via via restringendosi a circa 3 km all'altezza del profilo *f3*, in corrispondenza del quale l'incisione principale del canyon tende ad approfondirsi ed a restringersi fino a poco meno di 1 km e dopo un primo tratto rettilineo curva due volte prima di sfociare nella valle (con un raggio di curvatura di circa 2000-2500 m). E' in corrispondenza delle suddette curve che i versanti esterni mostrano la loro massima pendenza (i 20° di cui sopra),[49] cosi facendo ipotizzare una natura fortemente erosiva dei fianchi (fig.33).

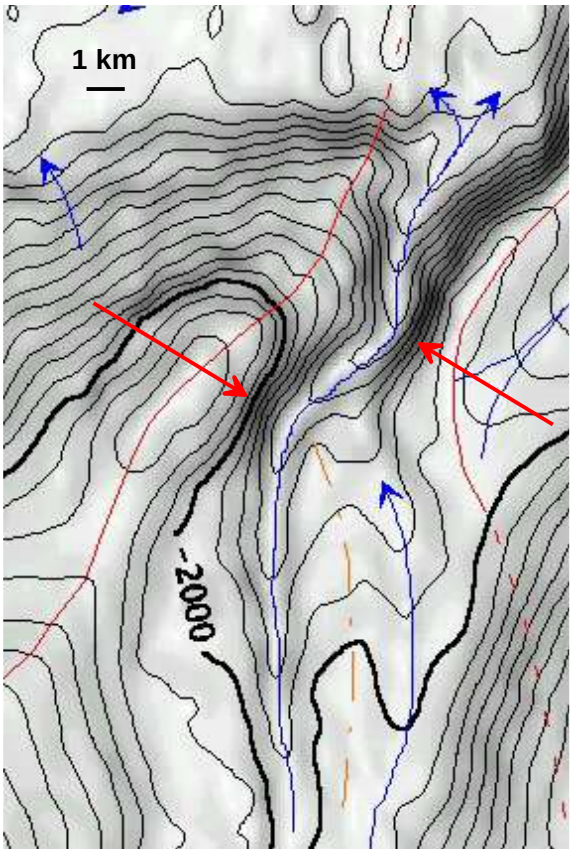


Figura 33 – Tratto terminale del canyon *f1-f11;* in rosso sono evidenziate le curve in corrispondenza della massima pendenza dei versanti (figura 34). Equidistanza 25 m.

La pendenza del thalweg si mantiene costante tra 1° e 3° fin verso la prima curva oltre la quale aumenta leggermente senza mai superare 5°; nel tratto terminale il versante orientale appare inciso in maniera più estesa rispetto a quello occidentale.

Sul fianco destro del canyon i profili *f3→f8* mostrano la genesi di un'incisione laterale che decorre per circa 3 km parallelamente all'incisione principale (con un profilo più svasato rispetto a questa) per poi curvare leggermente verso Occidente e confluire in questa, dopo la prima curva, come una vallecola "sospesa" circa 50 m più in alto (figura precedente).

[49] Il dislivello dell'incisione tende ad aumentare dai circa 40 m in corrispondenza del profilo *f3* fino a circa 100 m prima di sfociare nella valle.

Il profilo a greca *r8* mostra una serie di incisioni, le uniche presenti a NE del canyon *f1-f11*, la più occidentale delle quali potrebbe essere stata connessa al canyon stesso prima di essere tagliata fuori dalla incisione laterale appena descritta, in quanto sembra interrompersi in modo relativamente brusco ed inoltre presenta fin dalla propria sommità una larghezza di ben 1,5 km (si osservi il file F1F11 3D.SRF[50] e tav.17).

La parte alta di tale incisione è osservabile in sezione nei profili *f9*, *f10* (lato destro); scendendo di quota l'incisione si approfondisce fino ad un massimo di 100 m rispetto ai fianchi che la delimitano ad una quota di circa -2200 m; l'incisione tende a restringersi fino a circa 800-900 m verso quota -2150 m, più in basso sfocia nella valle interna a -2320 m circa dopo un dislivello di circa 300 m.

L'incisione di destra (a sinistra in profilo) sembra invece aver origine ad una quota maggiore[51] verso i 1750 m di quota, compie un'ampia curva e verso i 1900 m di profondità accentua la propria pendenza passando da un intervallo di 1°-4° a pendenze tra 8° e 12° e allargandosi prima di sboccare nella valle.

Se la precedente incisione permetteva una qualche ipotesi sulla sua origine questa seconda incisione sembra apparentemente nascere dal nulla; è possibile che una iniziale favorevole morfologia del fondale abbia in seguito assecondato la canalizzazione di materiali verso quote più basse.

Anche per tali incisioni non vi sono indizi di evidenti depositi di materiali; tuttavia è importante osservare come l'area dove sbocca il canyon *f1-f11* è la zona più elevata dell'intera valle interna; da questo punto la valle digrada sia verso SW che verso NE ed è probabile che eventuali flussi tendano a disperdersi verso aree aventi minore energia potenziale nonostante come già detto sopra, la bassa riflettività del fondo non indichi una grande presenza di flussi di materiali.

[50] Con equidistanza: 20 m, Rotation: 32°, Tilt: 74°, zScale: 18 cm, Perspective, Eye dist.: 24%.

[51] File precedente con Rotation: 359°, Tilt: 74°, Perspective, Eye dist.: 5% oppure Rotation: 220°, Tilt: 54°, Perspective, Eye dist.: 80%.

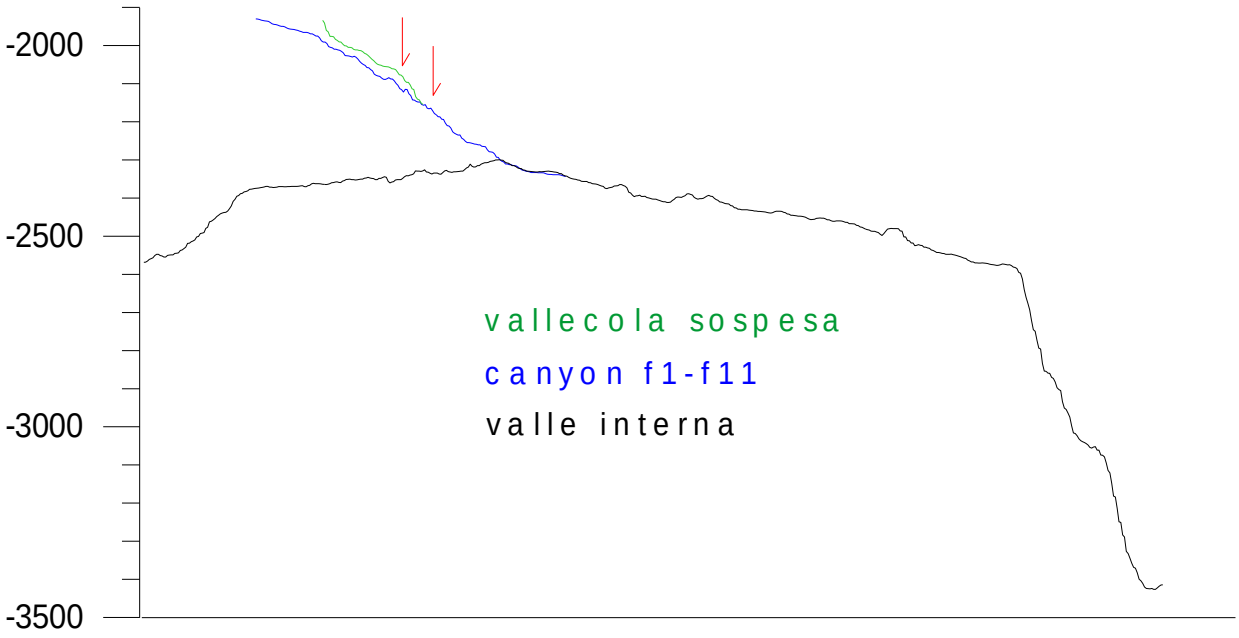


Figura 34 - Rapporti tra i thalweg della valle interna, canyon *f1-f11* e della valle sospesa all'interno di questo. Il tratto maggiormente pendente della valle interna costituisce la terminazione nordorientale *g3-g8*. Non è possibile specificare un orientamento dei profili essendo questi costruiti in "sequence number". Le frecce in rosso indicano le due curve in corrispondenza delle quali vi è il maggior approfondimento dell'incisione (vedere figura 33).

La configurazione attuale della batimetria nella valle interna induce a ritenere che gli attuali flussi provenienti dal canyon *f1-f11* devino verso NW.

Si può ipotizzare la seguente dinamica nell'evoluzione del sistema *canyon f1-f11 / valle interna / dorsale interna.*

Prima del possibile sollevamento delle strutture, in particolare della dorsale interna e della valle interna, il canyon scaricava i flussi in direzione NE; traccia di questi flussi potrebbero essere identificati con l'ampia incisione *c9* presente sul versante esterno della dorsale interna.

Con il sollevamento della dorsale interna, e conseguentemente della valle interna, tale linea di drenaggio sarebbe stata sbarrata e la linea *c9* isolata.

In questo stadio i flussi iniziano a riversarsi nella valle interna, spiegando cosi la doppia polarità nel drenaggio di questa (sia verso SW che verso NE).

Con il proseguire del sollevamento i concomitanti fenomeni di ringiovanimento avrebbero inciso in modo evidente l'ultimo tratto del canyon *f1-f11* (fig.33) ed approfondito la terminazione nordorientale *g3-g8* della valle interna (par.2.2.1) con un'azione erosiva retrogressiva al fine di stabilire un nuovo profilo di equilibrio.

La dinamica così ipotizzata permetterebbe di giustificare i seguenti dati di fatto:

- il canyon *f1-f11* appare molto più largo (circa 7-8 km) rispetto all'incisione al suo interno (1 km circa),
- la presenza di un'incisione ampia come la *c9* che sembra apparentemente nascere dal nulla in cima alla dorsale interna,

- la bassa riflettività del fondo della valle interna, dovuto al fatto che i flussi del canyon *f1-f11* non sono canalizzati ma si disperdono in modo laminare una volta raggiunta l'ampia valle interna,
- la mancanza di continuità del canyon *f1-f11* nella valle interna: non sono presenti canalizzazioni nè incisioni che testimonino l'incanalamento dei flussi verso *g3-g8* ed oltre.

Il fenomeno di ringiovanimento alla base dell'ipotesi appena fatta giustificherebbe anche il fenomeno di erosione retrogressiva del canyon *r9* e l'attivazione della serie di slump nella conca *r10* ipotizzati nel prossimo paragrafo.

E' altresì ipotizzabile che l'evoluzione futura del sistema *canyon f1-f11 / valle interna / dorsale interna.* sarà in funzione della regolarizzazione del profilo che decorre dal canyon *f1-f11* al piede di *g3-g8* e che le due incisioni persisteranno nella loro azione erosiva verso monte fino, virtualmente, al loro congiungimento (salvo trascurare il fattore "tettonica" permanentemente attivo in quest'area che costituirà sempre elemento di squilibrio).

2.2.4 AREA COMPRESA TRA *r8* ED *r10* [26]

I profili *d32→d34* e *d11-13-14-15* mostrano la maggiore omogeneità nelle pendenze del fronte retrostante; l'analisi delle pendenze e l'osservazione del *contour map* rivelano che il versante si mantiene generalmente su pendenze medie comprese tra 4° e 7°; localmente, in particolare nella fascia costituita dagli ultimi 100 m di dislivello prima di affacciarsi sulla valle, le pendenze aumentano fino anche a 13°-14°.

Ampie zone semipianeggianti si estendono alle quote più alte sopra 1700-1800 m ad Ovest del profilo *r8* e a Sud del profilo *r9*, identificando una sorta di "piattaforma" parzialmente in contropendenza (non meglio definibile per mancanza di dati ulteriori) una traccia della quale era già stata identificata al di sopra del profilo *r4* ed *r5*.

Il canyon *r9* parte da una quota di 1775 m di profondità ed è collegato alla sommità ad una zona pianeggiante parte della quale lievemente in contropendenza; in corrispondenza della testata del canyon la pendenza aumenta bruscamente, come si può vedere nella parte alta del profilo *d34*, si mantiene costante intorno ai 4°-6° per quasi tutta l'incisione aumentando leggermente fino a 8° negli ultimi 100 m di dislivello prima di aprirsi nuovamente in un'area semipianeggiante delimitata grossomodo dalle quote -2200 m e -2300 m. La larghezza del canyon è costante e pari ad 1,5 km per tutta la propria estensione (6 km); il dislivello è di circa 450 m mentre la profondità dell'incisione va aumentando da un minimo di 200 m (a quota -1900 m) ad un massimo di circa 350 m (prima di aprirsi nella piana) a differenza delle altre incisioni che manifestano un approfondimento maggiore nelle loro zone centrali.

La visione di insieme fornita dalla carta interpretativa mostra che l'ampia area pianeggiante alle spalle del canyon *r9* presumibilmente si estende anche nella zona non coperta dai dati[52]; si tratta di un

[52] Considerazione parzialmente avallata dai dati batimetrici presenti in letteratura: dati raccolti nelle campagne del sottomarino U.S.S. Nokomis (1935-1936) e delle navi R/V Thomas Washington (1966); R/V Trident (1966) e R/V Argo (1969), con l'approssimazione del caso.

bacino chiuso interessato da una potente sedimentazione dovuta a flussi di massa (par.2.5.3, fig.57). Dato l'alto valore di backscatter presente nell'area (fig.28) è probabile che l'ampio solco di *r9* sia interessato da fenomeni di flusso di materiale, tuttavia è assai improbabile che questo provenga dal corpo retrostante della conoide; piuttosto è ipotizzabile che sia l'azione erosiva retrogressiva di *g3-g8* a richiamare i flussi prodotti da *r9* stesso anziché provenienti dall'area più a monte.

Il profilo *d35*, lungo 18 km, decorre dalla zona pianeggiante al piede di *r9* sino alla piana batiale; a partire da una soglia pianeggiante posta a 2225 m di profondità si sviluppa al centro di *r10*, un'ampia conca composita costituita da più strutture circoidi, larga circa 6 km e lunga oltre 9 km e si raccorda a circa 3300 m di profondità alla piana che qui è costituita dalla conoide sottomarina allo sbocco del canyon di Aguja.

La parte finale della valle *r10*, indefinitamente larga nella zona centrale della conca, va restringendosi fino a poco meno di 1 km prima di entrare nella piana; dall'osservazione del profilo *d35* e dalla carta delle pendenze si vede che in corrispondenza di tale restringimento vi è un aumento della pendenza (che fino a questo punto si era mantenuta entro 2°-3°) fino ad un massimo di 7°, dando luogo ad un piccolo salto prima della piana. Anche questo fatto, comune a tutte le incisioni di questo settore testimonia la giovane età delle valli che non hanno un vero e proprio profilo di equilibrio e al fine di raggiungerlo subiscono erosione al piede (par.2.2.3).

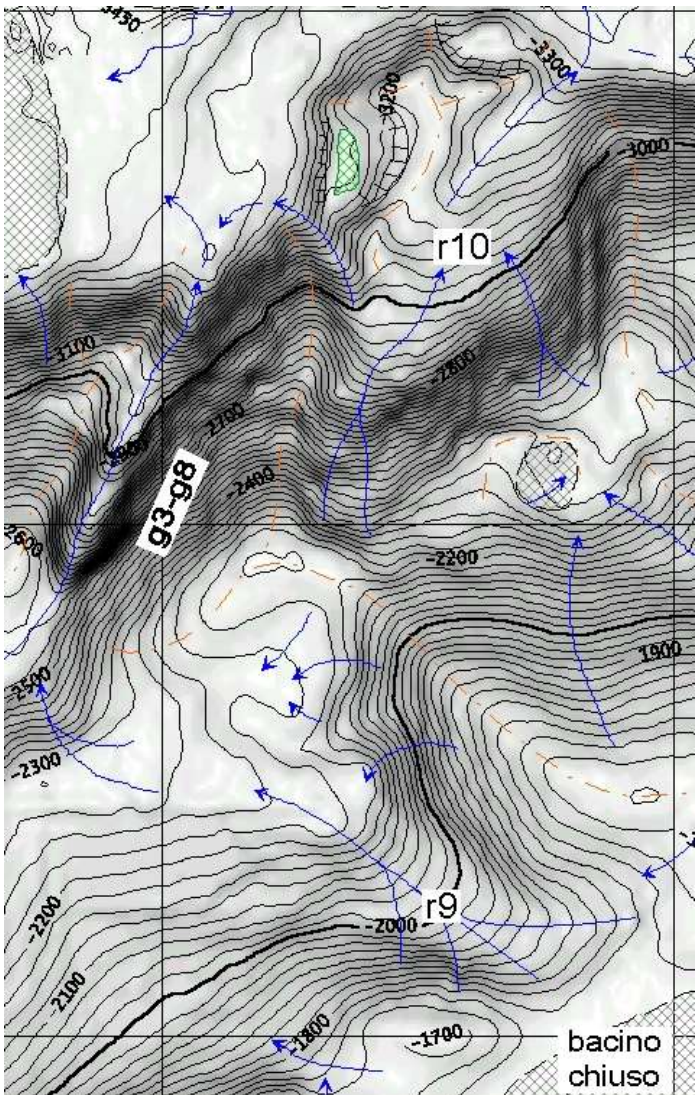


Figura 35 – Settori *r9, r10, g3-g8* : differenti espressioni di un fenomeno erosivo retrogressivo nella medesima area.

Lungo il fianco sinistro della conca *r10* è presente un'incisione minore che drena dalla parte opposta verso la *piana chiusa*; essa presenta, dal punto in cui ha evidenza morfologica alla profondità di 2900-3000 m, una maggiore pendenza (8°) ed un maggiore dislivello (circa 400 m) una larghezza di circa 500-600 m ed una lunghezza complessiva di circa 2 km; dal profilo a greca *r11* è possibile stimare un dislivello costante tra margini e letto dell'incisione di circa 40 m.

Il tratto più basso del profilo *d36* ed il profilo *d37* mettono in evidenza la presenza di due terrazzi (esposti rispettivamente a Nord e ad Ovest) posti esattamente alla medesima quota di -3260 m sovrastati da due rispettive piccole strutture circoidi; quello esposto ad Ovest si trova in lieve contropendenza.
La tavola 18 e la figura 35 mostrano la morfologia di questo settore; anche in questo caso la costruzione di un grid non è possibile in quanto l'area è troppo piccola[31], tuttavia il grid costruito è ottimo per la costruzione di un *surface map* che orientato a piacimento permette di comprendere bene la morfologia. In sostanza alla luce anche dell'alto backscatter presente nella conca si può identificare la struttura con un fenomeno di slump.

2.2.5 TRATTO DEL FRONTE RETROSTANTE A NE DEL CANYON DI AGUJA [53]

Il tratto di fronte retrostante che si affaccia direttamente sul bacino della Colombia può essere suddiviso in due settori orientati differentemente; i primi 70 km circa di fronte sono costituiti da una scarpata orientata SW-NE; il secondo tratto di 30 km curva gradualmente fin quasi ad allinearsi in direzione E-W.
Al pari di tutte la altre scarpate orientate in modo da affacciarsi verso il bacino della Colombia, anche qui il fronte ospita molte morfologie probabilmente dovute a canalizzazione di materiali. Come nel caso della dorsale interna anche qui si riconoscono delle fasce meno pendenti parallele al fronte poste a ridosso del piede della scarpata.
Nel tratto SW-NE la scarpata presenta un dislivello più o meno costante intorno ai 1100-1200 m tra le aree semipianeggianti sommitali (poste ad una profondità di circa 2200 m) ed il piede del versante (posto a profondità da 3300 m a 3800 m in corrispondenza del profilo *h12*); nella zona centrale, all'altezza del profilo *s2* (a greca), la scarpata è leggermente più estesa e presenta un dislivello maggiore fino ad un massimo di 1300 m circa.
Dopo aver curvato verso ENE all'altezza del profilo *h6* la suddetta scarpata appare più ampia – l'estensione in linea d'aria tra sommità e piede va da 18 ad oltre 20-22 km contro i 15 km del precedente tratto – e il dislivello è maggiore aumentando gradualmente da un minimo di 1200 m dopo la curva fino ad un massimo di 1500 m al limite orientale.
La batimetria della piana che si estende al piede del versante in questo settore presenta un approfondimento massimo (~3800 m) in corrispondenza dell'inarcamento del versante (davanti al profilo *s4*): sia verso il margine sudoccidentale che verso quello nordorientale il fondale diminuisce infatti di profondità. Questo fatto potrebbe essere imputato o a motivi strutturali a scala regionale legati alla posizione dell'avanfossa nell'ambito dello scontro tra le placche caraibica e sudamericana, oppure alla vicinanza di un altro corpo sedimentario di una certa importanza, la conoide presente allo sbocco del canyon *Rancheria*; si tratta di un canyon fuori carta (ad Oriente del promontorio di Santa Marta) di dimensioni addirittura superiori a quelle del canyon di Aguja (oltre 150 km di lunghezza

[53] Per la localizzazione di tutti i profili topografici citati e dei riferimenti alle varie morfologie incontrate si consulti la tavola 4.

contro i circa 90 km dell'Aguja) in quanto alimentato direttamente dal Rio Rancheria, la cui foce è situata a metà strada tra il *Cabo de la Aguja* ed il *Cabo de la Vela*. Il settore interessato da tali depositi presenta infatti, analogamente all'area occupata dalla conoide del canyon di Aguja, un alto valore di riflettività del fondo, imputabile probabilmente alla natura caotica di questi.
Non è escluso che ambedue le componenti anzidette concorrano insieme ad approfondire la batimetria della piana in questo settore (inflessione della placca in subduzione da una parte e peso-morfologia delle due conoidi dall'altra) oppure che il primo fenomeno (tettonico) possa favorire il secondo fenomeno (sedimentario).
Dall'analisi delle pendenze si può notare che il tratto di versante orientato SW-NE presenta gradienti leggermente maggiori; la pendenza media risulta grossomodo compresa tra 12° e 15° mentre sono presenti delle fasce di pendio a ridosso della sommità che raggiungono anche 18°-20° (rispettivamente tra le quote -2300 m e -2700 m più a SW e tra -2600 m e -2900 m più a NE).
Più in basso, ad una profondità prossima ai -3500 m nel primo tratto, si estende evidente una fascia a minor pendenza (minore di 4°) parallela al versante che si affaccia sulla piana antistante (profili *h8→h11*); questa sembra proseguire anche nel tratto di versante orientato circa W-E dove tuttavia è più frammentaria ed appare come una serie di aree circoscritte meno pendenti a quote variabili tra - 3100 m e - 3500 m circa più o meno allineate (profili *h6-12-13-14*).
Nei profili a greca *s5* ed *s6* vengono chiaramente evidenziate delle soglie semipianeggianti poste alla profondità di 3500 m per *s5* e di 3100 m per *s6.*
Nel tratto orientato E-W le pendenze sono analoghe (tra 7° e 13°) ma il versante è più omogeneo mancando la "ripidità" iniziale riscontrata nel precedente; soltanto tra 3600 m e 3700 m di profondità vi è una stretta fascia in cui le pendenze aumentano fino a 20°.
Tutti i fenomeni di canalizzazione di materiali presenti su questo tratto di fronte retrostante mostrano di essere molto meno netti rispetto a quelli incontrati sugli altri versanti di scarpata rivolti a NW; si identificano alcune linee di drenaggio (anche tramite la carta dei vettori) ma nella maggior parte dei casi (in particolare nei profili *s4*, *s5* ed *s6*) è difficile definire degli argini essendo i canali molto svasati.
L'area sommitale è costituita da ampie zone pianeggianti (la cui estensione va da un minimo di 4-5 kmq fino ad una decina circa) connesse tra loro da deboli pendii e/o contropendenze, nel qual caso si presentano come estese conche chiuse su tutti i lati (si vedano i profili *h2*, *h4* e la parte alta dei profili *h1* e *h3*).
Il profilo *h4* attraversa due peculiari morfologie a "domo" allungate in direzione SE-NW di dimensione chilometrica; queste sono larghe alla base circa 5-6 km per una decina di chilometri in lunghezza e si ergono dal fondale per circa 200 m; i fianchi più acclivi presentano una pendenza massima di circa 7°-8°; la disposizione di tali morfologie non permette la costruzione di un profilo a greca in quanto non potrebbe essere ben visualizzato, tuttavia il file T12 3D.SRF (tavola 19) fornisce una buona visione d'insieme. Strutture di forma analoga ma di dimensioni inferiori (larghezza massima 2 km circa, stesso dislivello) sono state individuate da Shepard (1973, 1976) e da Shepard et alii (1968) in una fascia di profondità compresa tra 900 e 1200 m al largo di *Barranquilla*; in tali lavori i domi sono stati identificati come *mud volcanoes* sottomarini, espressione superficiale di intrusioni di fango. Più

recentemente anche Vernette (1989) e Vernette et alii (1992) hanno individuato lo stesso fenomeno sia al largo di *Cartagena* che indicativamente nella medesima area della tavola 4. Tuttavia, a causa della mancanza di dati, non è possibile sapere se le morfologie abbiano o meno una continuità SE-NW e siano dunque imputabili ad altro.

2.3 CANYON DI AGUJA [54]

Particolare attenzione è stata posta nell'analisi di un lineamento di estremo interesse, il canyon di Aguja, che è coperto dai dati multibeam solo per gli ultimi 35 km circa a fronte di una estensione complessiva intorno ai 90-100 km[55] (fig.29).
Il canyon deriva il proprio nome dal "Cabo de la Aguja", estremità del promontorio montagnoso di Santa Marta a SE dell'area di studio, in prossimità del quale è situata la testata dell'incisione; secondo Shepard (1973) esso ha origine presumibilmente da una delle valli a terra ad Est del promontorio anche se tale ipotesi non è verificata. Il canyon curiosamente non nasce perpendicolarmente alla linea di costa ma parallelamente a questa; è probabile che ciò sia da imputare alla presenza della Oca Fault[56] (fig.1,13) la quale costituirebbe una fascia di debolezza lungo cui l'erosione si sarebbe concentrata con l'iniziale andamento E-W; proseguendo, il tracciato curva verso Nord e mantiene questa direzione per circa 40-50 km fin verso i 2000 m di profondità dove, dopo aver voltato verso Occidente, riassume l'iniziale andamento E-W ed entra nell'area di studio.
E' interessante notare che nell'area rilevata dalla campagna del 1969 sono state messe in luce delle rientranze, recessi, terrazzi, in particolare lungo il versante destro del canyon, morfologie, interpretate a suo tempo come fenomeni di slump, che sono state ritrovate anche nella parte terminale del canyon analizzata in questo studio.
Il canyon di Aguja è situato nel settore nordorientale dell'area di studio; esso si sviluppa per la maggior parte in direzione E-W tranne per il tratto terminale (prima di sfociare nella piana abissale) orientato NW-SE. L'estensione complessiva in linea d'aria lungo la direzione principale è di circa 35 km mentre la lunghezza del thalweg raggiunge gli 80 km circa; ne deriva un indice di sinuosità piuttosto basso (0.44)[57], addirittura inferiore al tortuoso ramo *b17-b20e* del canale "*b"* (par.2.4.8). Il

[54] Per la localizzazione di tutti i profili topografici citati e dei riferimenti alle varie morfologie incontrate si consulti la tavola 5 fuori testo.
[55] Campagna della nave R/V "Argo" dello Scripps Institution al largo del Magdalena, 1969.
[56] Vedere il capitolo relativo alla tettonica dei Caraibi.
[57] L'indice di sinuosità è il rapporto tra le due grandezze: l = lunghezza in linea d'aria, ed S = lunghezza thalweg; minore è tale valore maggiore la sinuosità del tracciato.

dislivello relativo a questo tratto è pari a 1175 m (calcolato rispetto all'isobata -3300 m); ne deriva un gradiente medio di 1:68 (circa 0.84°). Osservando il profilo tuttavia è possibile notare come in realtà questo non presenti una pendenza costante ma sia costituito da due tratti con caratteristiche distinte. Il tratto più a monte fino alla profondità di 2770 m circa, in corrispondenza della quale il profilo cambia la propria concavità, mostra un gradiente (1:32, pari a circa 1.8°) ed un indice di sinuosità (0.42) minori; il tratto successivo (fino allo sbocco) mostra al contrario un gradiente (1:27 pari a circa 2.1°) ed un indice di sinuosità (0.45) maggiori (fig.36).

L'incisione presenta una larghezza del thalweg variabile tra 600 m e 1200 m circa (misurata rispetto alla rottura di pendio tra fianchi e fondo del canyon) mentre l'ampiezza della valle tra le pareti sommitali dei versanti varia da un minimo di 4 km ad un massimo di 11 km circa; il dislivello massimo riscontrato (tra fianchi e fondo) raggiunge quasi 1300 m (fig.37). Riferimenti batimetrici sono visibili nella tavola 5.

I versanti mostrano pendenze medie tra 13° e 16° ma sono presenti ampie fasce che superano tale valore raggiungendo addirittura 20°-25°; è interessante notare che le massime pendenze si riscontrano per lo più lungo gli ultimi 15 km del tracciato in corrispondenza del tratto più pendente del profilo del thalweg.

L'analisi del *backscatter* rivela un valore piuttosto alto della riflettività del fondo sia lungo l'intero il tracciato del thalweg che in corrispondenza delle incisioni e delle morfologie circoidi ospitate su entrambi i versanti del canyon (fig.28).

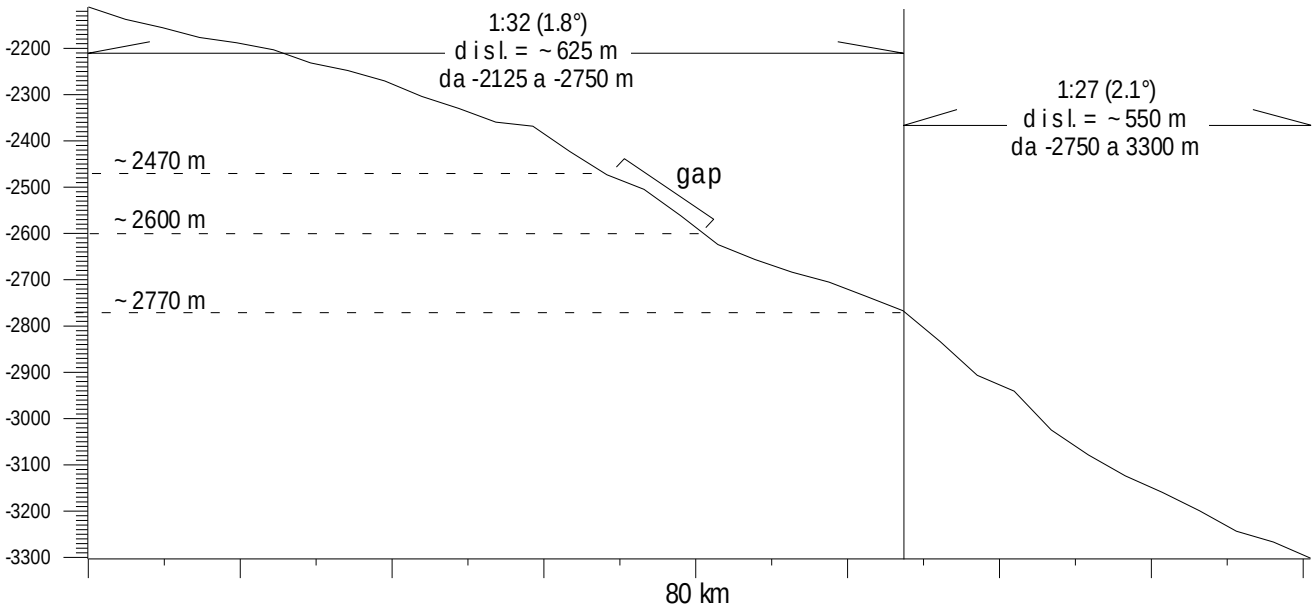


Figura 36 – Profilo del thalweg del canyon di Aguja; il tratto delimitato tra le quote -2470 e -2600 m cade nell'area priva di dati ma dovrebbe essere abbastanza attendibile. Notare la variazione di concavità in corrispondenza dei 2770 m di profondità.

Lungo il versante meridionale, in particolare, sono evidenti due strutture a "nicchia" definite *conca 1* e *conca 2* (tavv. 5,6,7) la cui massima estensione raggiunge rispettivamente 10 e 5 km (in larghezza) oltre ad una serie di incisioni minori evidenti identificate da generiche linee di flusso separate da linee di cresta che sembrano intagliare il versante in maniera più o meno accentuata. Queste incisioni sono molto meno evidenti o del tutto assenti sui fianchi del più regolare versante settentrionale il quale è però interessato da una enorme struttura di circa 7 x 4 km che già ad una osservazione preliminare sembra avere una natura differente dalle due conche precedenti; ad Est di tale complesso sono presenti anche qui due strutture a nicchia ma meno estese rispetto a quelle antistanti. Purtroppo non sono disponibili dati nella zona più orientale del versante, ed anche il settore centrale del canyon appare "continuo" solo per l'esteso raggio di ricerca impostato nell'interpolazione (ma in realtà non è coperto da dati).

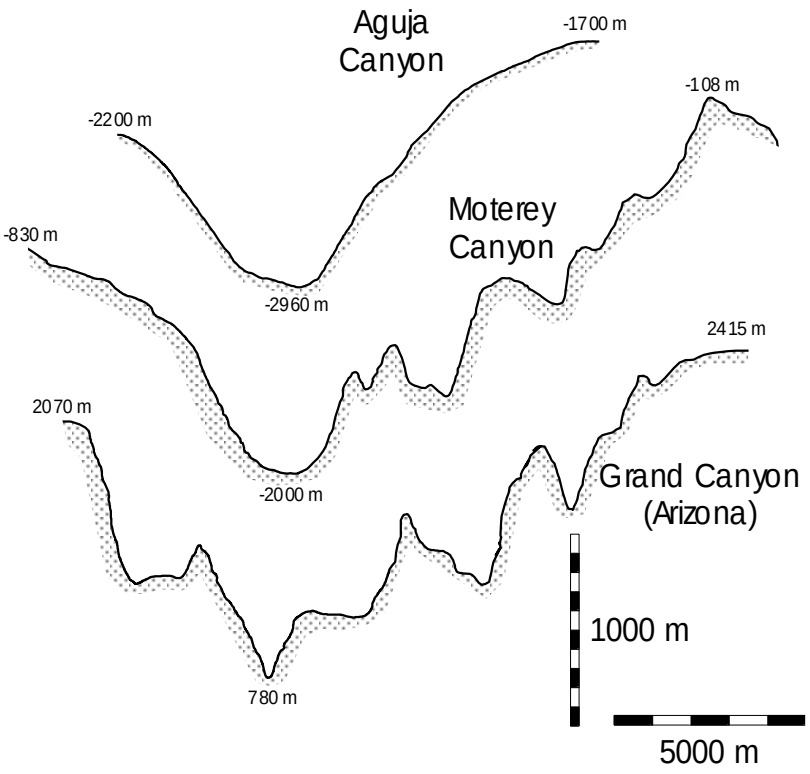


Figura 37 – Profilo del Canyon di Aguja paragonato con quelli del Canyon di Monterey (al largo della costa californiana) e del Grand Canyon (in Arizona). Esagerazione verticale 5x (da Shepard e Dill, 1966, modificato).

2.3.1 SETTORE SUDORIENTALE [58]

In questo settore il thalweg ha un andamento molto più articolato rispetto al tratto a profondità maggiore; è qui che si riscontra l'indice di sinuosità maggiore.

Due piccole conche (*p15* e *p16*)[59] dall'ampiezza di circa 1 km ed un dislivello massimo intorno ai 200-250 m sono situate in corrispondenza di due accentuati gomiti del canyon; esagerando la scala verticale è ben visibile su ciascun profilo una soglia posta a circa 2000-2200 m di profondità, più accentuata quella del *p15*, meno l'altra (il canyon scorre rispettivamente 100 m e 50 m più in basso).

[58] Per la localizzazione di tutti i profili topografici citati e dei riferimenti alle varie morfologie incontrate si consulti la tavola 10.

[59] Attraversate dagli omonimi profili.

Dal confronto con tutti gli altri fenomeni di incisione riscontrati nel canyon le precedenti sembrano maggiormente affini alla *conca 1* (par.2.3.3), della quale potrebbero avere la stessa genesi ma rappresentarne un diverso stadio.
Ad Est delle precedenti il fianco sinistro del canyon ospita delle incisioni che mantengono la pendenza del versante non inferiore ai 15°-16°; questa area è caratterizzata da un'alta riflettività del fondo.
In tutto il settore sudorientale risalta palesemente il contrasto tra il versante meridionale appena descritto e quello settentrionale molto più regolare, tendenza opposta a quanto rilevato da Shepard (1973) per l'area investigata più a monte tra 900 m e 1100 m di profondità circa.

2.3.2 CONCA 2 [60]

Spostando l'osservazione immediatamente ad Ovest del settore sudorientale si incontra una struttura a conca delle dimensioni di 2900 m per 5000 m circa, con una larghezza che va restringendosi fino a 2 km in direzione del canyon e con un dislivello di circa 600 m.
La struttura circoide che delimita la conca, compresa in una fascia variabile tra -1700 m e -2100 m di profondità, è costituita dalla coalescenza di più forme minori e presenta delle pendenze relativamente costanti tra 12° e 16° ed aree circoscritte, specie sul fianco orientale, che possono arrivare fino a 24°-26°. La zona centrale digrada dolcemente verso il canyon sottostante con un debole gradiente non superiore a 5°-6° ove non addirittura semipianeggiante; non si riscontrano fenomeni di contropendenza anche se sono presenti lievi ondulazioni visibili con una certa esagerazione verticale oltre l'isobata -2200 m.
Anche in questo caso l'area della conca si distingue rispetto al versante che la ospita per un più alto valore di *backscatter*.
Ad Ovest della *conca 2* il versante è solcato una serie di linee di flusso che nascono intorno a 1900 m di profondità; alcune di queste sono inizialmente quasi perpendicolari al canyon per poi curvare e drenare nella direzione del flusso principale (si osservi la carta dei vettori con una densità di almeno 1 su 8); purtroppo l'area in cui le incisioni più orientali sfociano nel canyon non è coperta da dati. Dal punto di vista del *backscatter* non si distinguono rispetto al versante.

2.3.3 CONCA 1 [61]

Sul versante che costituisce il fianco esterno dell'ampio meandro terminale è presente uno degli elementi morfologici più evidenti di tutto il canyon: la *conca1;* essa ha dimensioni di 7250 x 3500 m circa ed un dislivello massimo di circa 920 m tra la sommità e l'isobata -2700 m.

[60] Per la localizzazione di tutti i profili topografici citati e dei riferimenti alle varie morfologie incontrate si consulti la tavola 7.
[61] Per la localizzazione di tutti i profili topografici citati e dei riferimenti alle varie morfologie incontrate si consulti la tavola 6 fuori testo.

Allargando la scala dell'osservazione è immediato notare nelle varie rappresentazioni (*contuor map* con una equidistanza di almeno 40 m, *shaded relief* e sulla carta stessa delle pendenze) delle aree meno acclivi alternate a fasce più pendenti; in realtà i profili stesi nella *conca 1* mostrano che tale struttura pur essendo presente non è evidentissima se non esagerando la scala verticale almeno di un fattore 5x, come si riscontra nei profili *p1→p4.*

La conca risulta dunque costituita da due scarpate principali con pendenza compresa tra 20° e 24° (in alcuni punti della scarpata più bassa si raggiungono anche 27° circa, delineate in nero in tav.6[62]) a 2200 e 2600 m di quota rispettivamente. La forma dell'anfiteatro superiore è in realtà data dalla coalescenza di tali scarpate di forma circoide e presenta un dislivello costante di 60-70 m circa. All'interno della conca si osservano anche scarpate circoidi di ordine inferiore (in verde) con pendenza compresa tra 12° e 20° circa[63] ed un'area in lieve contropendenza (pattern rigato nella tavola 6 riquadro interpretazione).

Le aree comprese tra una scarpata e l'altra mostrano pendenze nettamente inferiori che vanno da 6° a 9° circa.

Il margine del versante orientale della conca è evidentemente rettilineo; è da escludere che possa trattarsi di un artefatto dell'interpolazione in quanto non è parallelo alla griglia sottostante ma obliquo rispetto a questa. Tale lineazione potrebbe quindi essere dovuta a motivi strutturali.

La carta della riflettività del fondo rivela anche in questo caso un alto valore del backscatter.

2.3.4 INCISIONI 1 [64]

Immediatamente ad Ovest della *conca 1,* laddove il canyon curva bruscamente verso NW, il versante sinistro ospita alcune incisioni che risaltano rispetto a quei tratti di versante che appaiono più regolari[65].

Le incisioni nascono a circa 1900-2000 m di profondità e seguono una linea di drenaggio sinuosa che porta fino al canyon sottostante (tra -3100 m e -2900 m).

Data la maggiore irregolarità e la "rugosità" del fondo di tali incisioni si potrebbe ritenere che questo tratto di versante presenti una differente natura del substrato roccioso, in taluni punti più erodibile che in altri. Si distinguono chiaramente, specie sovrapponendo le isolinee allo *shaded relief*, tre canali ognuno apparentemente distinto dagli altri e dalla *conca 1* da nette linee spartiacque. Sono stati stesi

---

[62] Nella carta tematica non vi è distinzione di colore nè sono riportate tutte le rotture di pendio; la grande scala di questa impedisce di fare queste ed altre distinzioni minuziose; essa ha solo un carattere riassuntivo delle fenomenologie presenti.

[63] Alcune lineazioni che potrebbero essere interpretate come scarpate minori non sono state evidenziate come le precedenti in quanto chiaramente influenzate dalla griglia sottostante e dunque non reali. I profili *p1a*, *p3a* e *p4* mostrano tali caratteri minori.

[64] Per la localizzazione di tutti i profili topografici citati e dei riferimenti alle varie morfologie incontrate si consulti la tavola 8.

[65] Il file migliore per visualizzare i gradienti è INCRBFS10QUAD.GRD costruito con il *Radial Basis Function* nonostante il forte rumore di fondo che tale metodo comporta. Immagine "accettabile" se utilizzata come *Shaded Relief* è anche il file INCISIONI1IDS7R100MAT911.GRD ma il particolare rumore di fondo lo rende inservibile per

un profilo a greca (*inc1*) e tre profili rettilinei della lunghezza di 5 km (*p7*, *p8* e *p9*) la cui osservazione rivela ciò che è già parzialmente intuibile nelle varie elaborazioni (carta isobate, *shaded relief* e mappa pendenze): sono presenti numerose variazioni di pendenza ben visibili esagerando la scala delle altezze; tuttavia trattandosi di incisioni lineari, e non areali come la *conca 1*,

non si può parlare di una struttura a gradini (intesa sempre in senso lato). Bruschi "salti" fanno aumentare in breve spazio la pendenza anche oltre 40° e non si esclude che tale pendenza sia reale in quanto, come verrà osservato tra breve, la posizione di tali incisioni nell'ambito del canyon è particolare; se si escludono isolati punti particolarmente pendenti come quello appena citato, lungo l'incisione centrale e meridionale la pendenza media si attesta intorno a 25°, lungo quella settentrionale circa 20°.

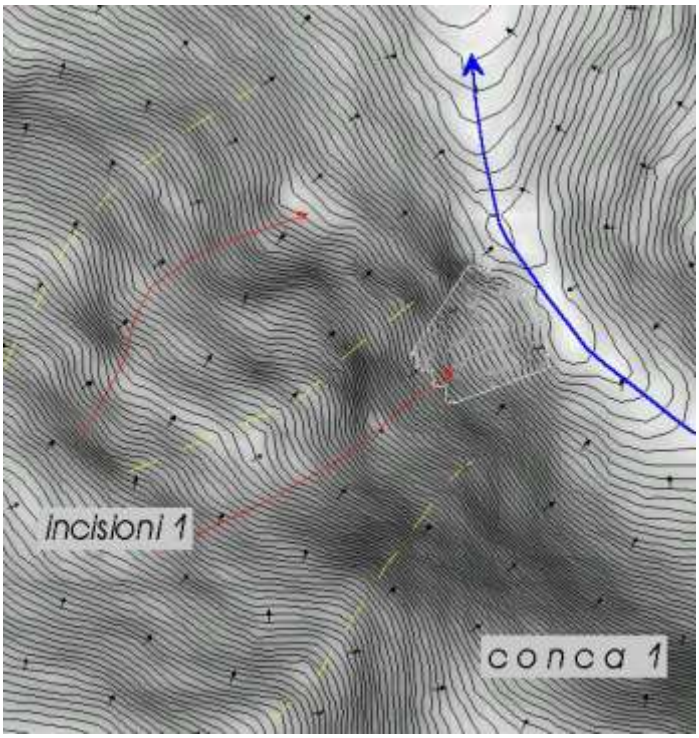


Figura 38 – Possibili depositi di versante al piede della più meridionale delle *incisioni 1*.

E' rilevante notare i seguenti fatti:

il restringimento massimo del canyon di Aguja (circa 600 m) è situato proprio in corrispondenza di tali incisioni; la lieve curvatura delle isobate al piede dell'incisione più meridionale potrebbe essere interpretata come deposito di versante (fig.38); il piede delle incisioni cade sulla sponda esterna in corrispondenza di una netta curva del canyon verso Nord, punto in cui l'erosione alla base del versante dovrebbe essere massima; la pendenza media delle tre incisioni (e quindi del versante) sembrerebbe aumentare da quella più settentrionale a quella più meridionale in corrispondenza della quale si erano riscontrati localizzati picchi di pendenza di 40°;

l'incisione più settentrionale sembrerebbe meno profonda, ciò potrebbe essere spiegato con il fatto che essa è più lontana dal punto di massima erosione; viceversa per le prime due incisioni potrebbe valere il discorso opposto ovvero apparirebbero maggiormente incise proprio perché vi sarebbe alla base una erosione maggiore; i tre eventi potrebbero essere concatenati: maggiore erosione alla base - maggiore erosione sul versante - maggiori depositi alla base.

2.3.5 SETTORE CENTRALE [66] E SBOCCO DEL CANYON [60]

mappare correttamente le pendenze; per il *contour map* si può adoperare il grid estratto dell'AGID500R1500MAT911.GRD.

Benchè sia presente un gap di dati proprio in questa zona, il che fa perdere eventuali dettagli, tuttavia ciò non costituisce un intralcio nella comprensione complessiva della morfologia che può essere estrapolata con una osservazione attenta. L'ampia struttura circoide che occupa il settore è delimitata a Nord da un alto morfologico arcuato posto ad una quota costante di circa 2200 m di profondità; questo digrada con due gradienti: 5° circa verso Nord, 10° circa verso Sud (verso l'interno della conca vera e propria) costituendo in questo secondo caso una ripida scarpata (profilo *p23*). All'interno della suddetta scarpata le pendenze del versante aumentano da Ovest (tra 8° e 12°) ad Est (massimo 20°).

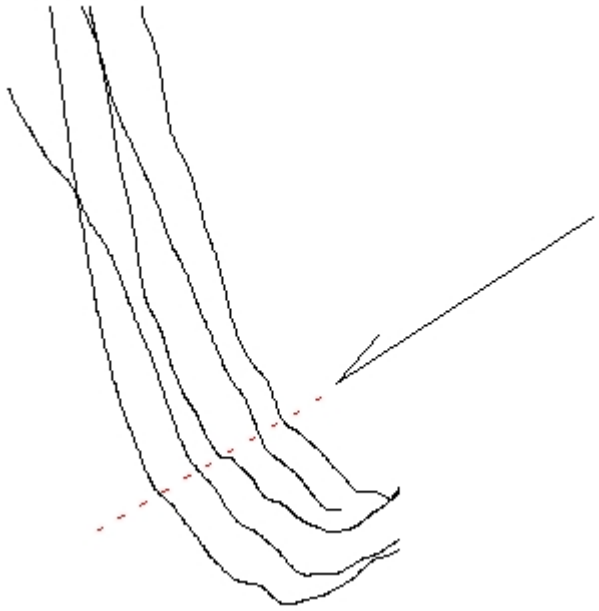


Figura 39 – Illustrazione schematica della rottura di pendio sul fianco del "truogolo" (settore centrale, profili *p20→p23*); sia l'esagerazione verticale (maggiore di 10 x) che le scale orizzontale e verticale variano da profilo a profilo. La rappresentazione è solo qualitativa.

Un crinale lungo circa 4 km decorrente ENE-WSW (profilo *p30*) è collegato con il margine più orientale della conca ed isola, insieme al circo summenzionato, una sorta di "truogolo" svasato e molto ampio avente una pendenza massima di 4° lungo la sezione longitudinale (necessariamente curva) rivelata dal profilo *p29* [67].

La sezione trasversale del "truogolo" appare piuttosto regolare salvo una lieve rottura di pendio piuttosto continua al raccordo tra fianchi del versante e fondo del "truogolo" che corre grossomodo nella fascia tra le quote 2400-2450 m di profondità (fig.39). Le massime pendenze riscontrate in questo settore, circa 25°, interessano il versante meridionale del crinale che isola il truogolo, è ipotizzabile che ciò sia in relazione con l'erosione alla base di tale versante da parte del canyon.

Il medesimo tipo di erosione potrebbe interessare anche le due conche più piccole situate poco più ad Oriente del crinale (attraversate dai profili *p25* e *p26*); le relative sezioni mostrano, con una opportuna scala verticale, due nette soglie semipianeggianti (rispettivamente a -2380 e -2275 m circa), mentre tra le due conche la pendenza media del versante non supera 20°.

La figura 28 mostra anche in questo caso un alto valore del backscatter che caratterizza il fondo del "truogolo"; risaltano in maniera evidente anche le due forme *p25* e *p26*.

Prima di sfociare nella zona abissale ad una profondità di circa 3300 m l'ultimo tratto del canyon, circa 15 km, sembra incidere maggiormente i versanti che lo racchiudono; infatti pendenze fino a 25° su aree del versante così ampie non si riscontrano in nessun altro punto del canyon. Il profilo *p31* mostra

[66]Per la localizzazione di tutti i profili topografici citati e dei riferimenti alle varie morfologie incontrate si consulti la tavola 9.

[67] La "rugosità" nella pendenza mostrata nella parte terminale di tale profilo è dovuta al fatto che la traiettoria lungo quei punti non è esattamente al centro delle curve di livello né perfettamente perpendicolare ad esse.

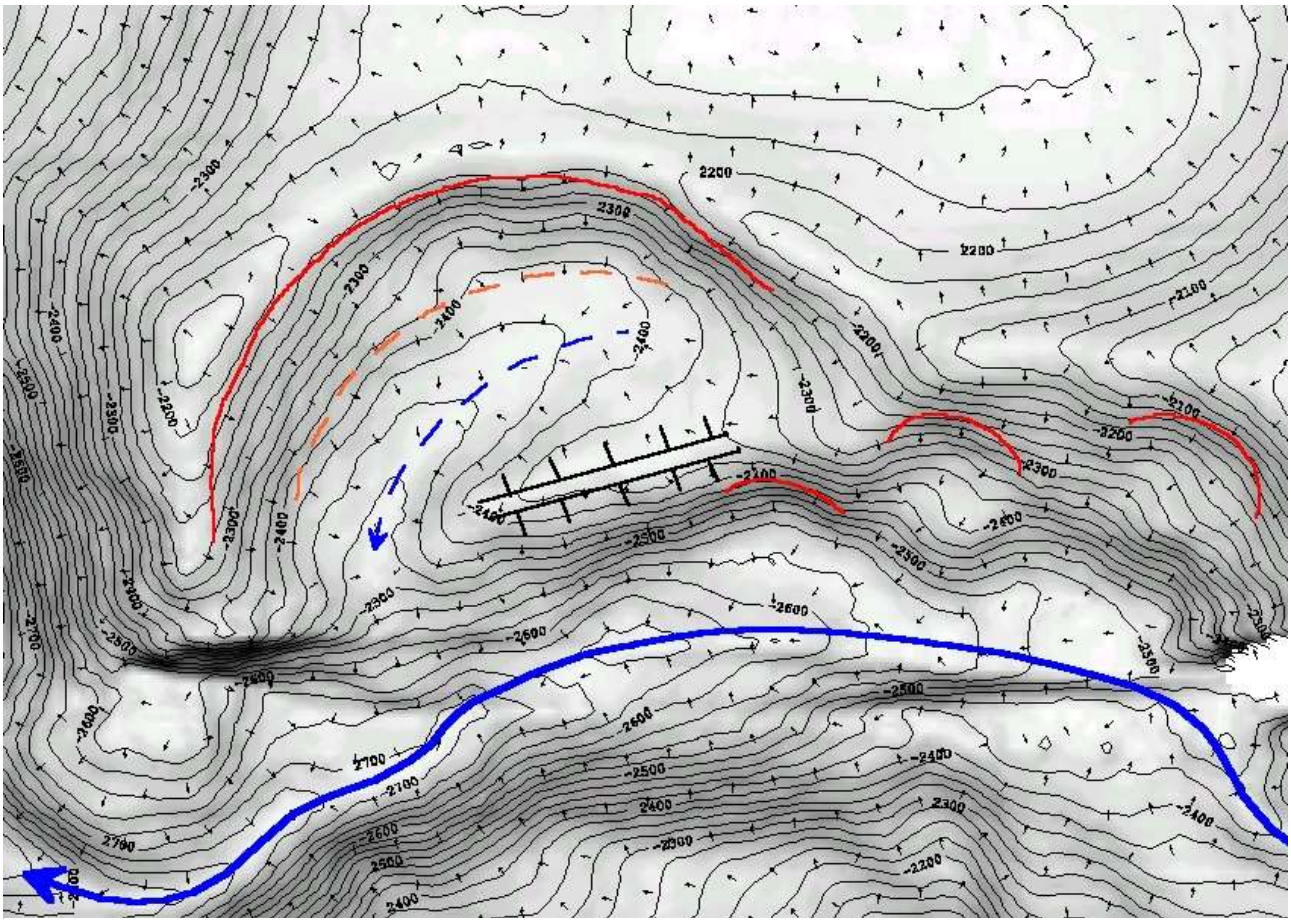


Figura 40 – Lineamenti del settore centrale; il tratteggio arancione indica approssimativamente la posizione della rottura di pendio messa in luce nella precedente figura.

la regolarità dei versanti ed il fatto che il versante destro è ad una quota maggiore rispetto al sinistro; in nessun altro punto del canyon (coperto dai dati) si incontra un dislivello (fino ad un massimo di 1300 m circa) ed una larghezza dei versanti (quasi 10 km, eccettuate le aree "allargate" dalle forme circoidi) come in questo tratto terminale.

Gli elementi analizzati fin qui consentono di tracciare un quadro della probabile dinamica dell'intera area.

Una ipotesi può essere quella che il canyon sia attivo con una certa regolarità, ipotesi avallata dal fatto che per quasi tutta la sua estensione esso risulta "libero" da accumuli di versante; ma non si è in grado di dire con quale intervallo; l'inarcamento delle isobate al piede delle *incisioni 1* potrebbe essere dovuto al deposito di materiali provenienti dall'alto, tanto più che il massimo restringimento del canyon cade in corrispondenza di questo punto.

Gli indizi nella *conca 2* fanno ritenere che questa sia un fenomeno gravitativo analogo a quelli subaerei retrogressivi (in cui l'ampliamento della zona in frana avviene per arretramento verso monte) non lontano come natura da quello della *conca 1*; dal punto di vista della morfologia della zona di distacco, più ampia a monte e via via che si scende di quota più stretta, questa ricorda il fenomeno subaereo di "colata veloce di sabbia o terra" anche se le ondulazioni situate nell'arco della scarpata principale

ostacolano questa ipotesi (a meno che tali soglie non siano dovute ad un substrato meno erodibile; i dati sismici confermeranno questa possibilità almeno per la *conca 1*, par.2.5).

La *conca 1* con le sua alternanza di gradienti, specie nel settore occidentale, e l'ampia scarpata sommitale costituita dalla coalescenza di più scarpate minori è più simile ad un fenomeno di slump complesso ed è ipotizzabile che questa conca abbia raggiunto l'attuale configurazione in più eventi distinti. L'ampia scarpata basale, a quota -2600 m circa, presenta le massime pendenze riscontrate in tutto il canyon (circa 27°); ciò potrebbe essere indizio, unitamente all'alto backscatter mostrato dal thalweg, di un perpetuarsi dell'azione erosiva di scalzamento alla base. Bisogna tenere presente, inoltre, che il tratto a maggiore pendenza del profilo del thalweg (fig.36) inizia proprio in corrispondenza della scarpata basale della *conca 1;* se tale maggiore pendenza è indice di maggiore erosione è assai probabile che anche la suddetta scarpata ne subisca l'influenza.

L'analisi del settore centrale porta ad un'altra interessante riflessione; l'ampia struttura arcuata potrebbe essere un ramo abbandonato del canyon. Nel *contour map* che appare in figura 41 ciascuna quota è associata ad una tonalità di verde, mentre il fondo di quello che è stato definito il "truogolo" è distinto da diverse tonalità di blu; va notato che questo si trova alla stessa quota del canyon circa 5 km più a monte, all'altezza più o meno della *conca 2*.

A favore di questa ipotesi vi sono i seguenti dati di fatto:

- laddove è minore il raggio di curvatura nella struttura arcuata, ad Est, il versante presenta le massime pendenze come in una sponda concava di un meandro;
- la zona di alto morfologico che decorre al di sopra del "truogolo" a circa -2200 m e digrada verso Nord potrebbe essere, secondo questa ipotesi, un argine naturale del meandro;
- il crinale *p30* in questo quadro dovrebbe costituire la sponda convessa dell'ipotetico meandro; esso presenta un avvallamento delle isobate nel tratto più orientale (attualmente di soli 10 m ma potrebbe essere stato eroso) dove avrebbe potuto passare il paleotracciato (esso non costituirebbe un ostacolo come invece sembrerebbe) si osservi il profilo *p30*;
- è presente ai margini del "truogolo" una rottura di pendio continua che delimita nettamente il piede dei due versanti interpretabile in tale contesto come la linea lungo la quale i flussi incidevano la base dei versanti (profili *p20→p22,* fig.39).

Figura 41 – Tracciato attuale (rosso) e ipotetico paleotracciato (giallo) del thalweg del canyon di Aguja.

L'ipotetico paleomeandro si trova circa 300-350 m al di sopra dell'attuale thalweg; sull'originale morfologia si sarebbe in seguito sovrimposta quella dovuta ai flussi e ai depositi di versante attivatisi una volta che il paleomeandro si è trovato ad una quota maggiore rispetto al canyon.
Il tracciato meandriforme non è tipico dei canyon che tendono invece ad essere paralleli alla linea di massima pendenza. Per spiegare la sinuosità di un tracciato così approfondito si potrebbe ipotizzare che il canyon, almeno nel suo tratto terminale, fosse in origine un canale; se un canale subisse un approfondimento relativamente rapido tale da non consentire al tracciato di mantenere il proprio corso meandriforme (si pensi al ramo *b17→b20e* del canale "*b"*, par.2.4.8) si potrebbe avere come risultato una rettificazione almeno parziale del thalweg eliminando i meandri più stretti.

Le incisioni minori presenti sia ad Est del settore centrale (*p25, p26*) che nel settore sudorientale (*p15*, *p16*) presentano dei caratteri meno articolati che permetterebbero di affiancarle a dei fenomeni di slump vero e proprio; si riconoscono infatti nette soglie semipianeggianti nel corpo della frana in corrispondenza dei punti in cui il canyon che scorre poco sotto esercita la massima erosione. E' ipotizzabile che tali strutture possano rappresentare stadi giovanili di fenomeni gravitativi che evolvono verso le più estese conche *1* e *2;* ad esempio le forme circoidi *p25* e *p26* potrebbero nella loro evoluzione congiungersi dando luogo alla coalescenza delle due scarpate sommitali; il prodotto potrebbe essere una struttura molto simile alla complessa *conca 1*.

Completa il quadro il dato del backscatter il quale mostra alti valori di riflettività del fondo lungo tutto il tracciato del canyon; tale valore si ritrova anche lungo i versanti nelle aree delle conche *1* e *2*, nel settore del presunto paleomeandro, nelle *incisioni 1,* nelle strutture a conca più piccole a questo adiacenti e nel settore sudorientale del canyon confermando per tutte queste aree la presenza di materiali in forma caotica e dunque la loro possibile natura di movimento gravitativo.
I caratteri più evidenti osservando a grande scala il canyon di Aguja sono la sinuosità del thalweg ed il fatto che esso sia così incassato tra i versanti; va tenuto presente che rispetto alla sommità dei versanti, laddove questi si raccordano con le zone semipianeggianti del fronte retrostante, vi è un dislivello che supera 1000 m (ad esempio all'altezza delle *incisioni 1*). Questi due elementi non sono compatibili tra loro se non ammettendo che il tracciato originario abbia subito un fenomeno di ringiovanimento; ciò sarebbe anche in accordo sia con la presenza del supposto paleomeandro a quota maggiore rispetto all'attuale tracciato che con la maggior pendenza degli ultimi 15-20 km del profilo del thalweg (che mostra inoltre una evidente concavità verso l'alto, fig.36).
Una "prova indipendente" giunge dall'analisi dei dati gravimetrici presenti in letteratura (Kellog e Bonini, 1982) che testimoniano la fortissima anomalia gravimetrica (+180 mGal) manifestata a terra dall'adiacente massiccio cristallino di Santa Marta costituito per la maggior parte da rocce migmatitiche (par.3.1.1); ciò rivela che è in atto il sollevamento di tale struttura[68] ed è assai probabile

[68] Sollevamento dovuto alla interazione tra la placca caraibica e quella sudamericana imputato ad una faglia che agisce a scala crostale (forse la Oca Fault); Santa Marta è il più imponente massiccio costiero del mondo; esso si

che tale influenza venga esercitata almeno in minima parte anche nell'area della conoide torbiditica ed in particolare del canyon di Aguja che nasce proprio in prossimità del massiccio. L'indizio fornito dal ringiovanimento del canyon di Aguja all'evoluzione tettonica dell'area è proprio quello di indicare un generalizzato sollevamento.

E' dunque ipotizzabile che la configurazione generale della morfologia del settore *Aguja* sia controllata da due elementi di diverso ordine: a scala più piccola vi è il canyon e l'erosione da questo indotta che è a sua volta influenzata, a scala più grande, dal generale sollevamento dell'area.

erge 5800 m al di sopra del livello del mare in uno spazio di appena 40 km dalla costa e la sua struttura è un edificio spesso complessivamente più di 12 km.

2.4 MORFOLOGIA DELLE ZONE ABISSALI

2.4.1 CONOIDE DEL CANYON DI AGUJA [69]

Laddove il canyon di Aguja sbocca nell'antistante piana abissale i materiali vengono depositati a formare una conoide profonda il cui apice è posto a circa 3300 m di profondità mentre la base si fonde con la piana abissale a circa 3800 m.

Il ventaglio copre una superficie di circa 1000 kmq nella piana ai piedi della scarpata e si estende con continuità ed in modo asimmetrico per circa 80 km in direzione NE dallo sbocco del canyon; esso non si allunga perpendicolarmente alla scarpata bensì curva gradualmente fino a disporsi quasi parallelamente a questa in direzione NE; carattere, questo, che si riscontra anche in altri 2 noti canyon posti su di un margine convergente nell'emisfero settentrionale (dove la forza di Coriolis devia i flussi verso destra): Astoria e La Jolla.

L'osservazione dello *shaded relief* nella tavola 11[70] e del backscatter (fig.28) permette di definire nel migliore dei modi il contorno del ventaglio ancor più che con la semplice osservazione della batimetria che, anche con equidistanza 5 m, è fortemente disturbata dal rumore di fondo. Il rumore di fondo è caratterizzato da un disturbo di entità più o meno costante; va notato che laddove le pendenze si riducono allo stesso ordine di grandezza del disturbo questo rende difficile una mappatura dettagliata del fondale ed impossibile la mappatura delle pendenze: risoluzione necessaria per la visualizzazione delle pendenze in un'area semipianeggiante (almeno ½°) ed i "picchi" indotti dal rumore hanno in pratica la stessa entità. Il problema viene risolto costruendo un grid sottoposto a più cicli di "*Matrix Smooth*" [71] con il risultato di ottenere una rappresentazione quasi del tutto priva di dettagli ma nettamente meno disturbata dal rumore di fondo, il che consente di eseguire una mappatura di massima delle pendenze che prima non era possibile (fig.42). Al rumore di fondo dovuto alla ridotta pendenza va aggiunto il disturbo dovuto ai margini di strisciata, il che rende ancor più disturbato l'ultimo tratto dei profili stesi a raggiera sulla conoide per definirne il gradiente nelle varie zone: i profili *1* ed *11* stesi al contorno del cono; il *2, 3* e *4* a seguire gli argini ed il thalweg del canale principale; il *7, 8* e *9* per vedere l'andamento di incisioni minori; 4b, *5* e *6* stesi sul corpo della conoide.

I suddetti profili mostrano delle protuberanze più o meno in corrispondenza delle medesime fasce di quota (a circa 3670 m e 3830 m di profondità) che però cadono esattamente in coincidenza dei margini di strisciata e sono dunque da ascrivere al rumore di fondo. La stima dei profili *1→6* non ha permesso di identificare rotture di pendio o gradienti "limite" che potessero suddividere la conoide in settori almeno dal punto di vista delle pendenze.

---

[69] Per la localizzazione di tutti i profili topografici citati e dei riferimenti alle varie morfologie incontrate si consulti la tavola 11 fuori testo.

[70] Nel file AGUJAFAN.SRF con i seguenti parametri – Light Position Angles: hor. -15°, vert. 0°; Grad. Met.: central difference; Shad. Met.: Lommel-Seeliger law; zScale: 100000.

[71] Il comando "Matrix Smooth" esegue un'operazione di soppressione del rumore e delle variazioni a piccola scala dei valori *z* del grid calcolandone di nuovi con un'operazione di media più o meno complessa (della quale è possibile giostrare i vari parametri).

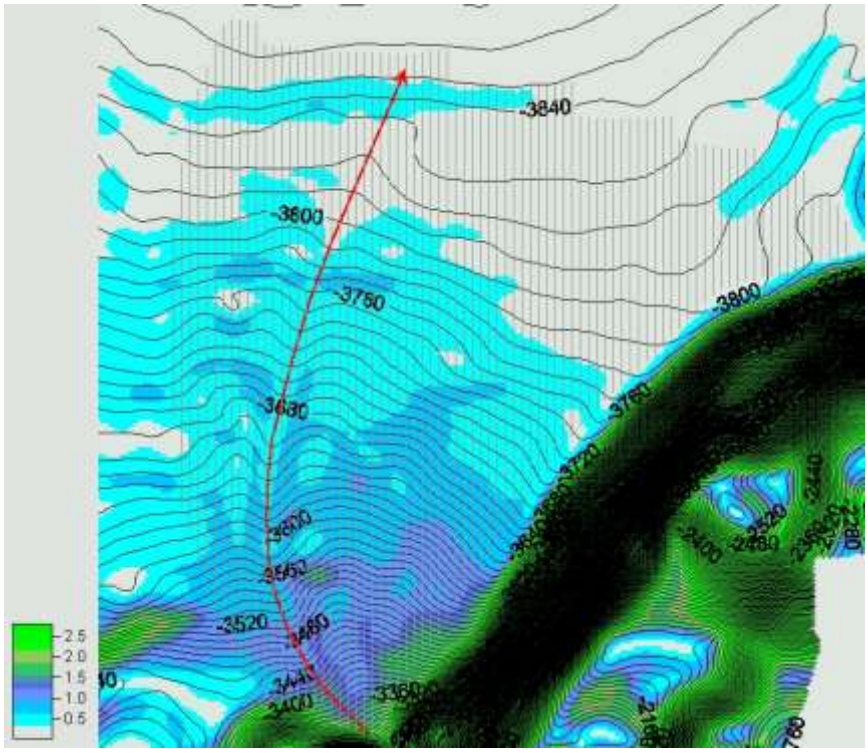


Figura 42 – Distribuzione delle pendenze della conoide di Aguja.

Il profilo della conoide del canyon di Aguja appare alquanto regolare e decorre con continuità da circa 1° allo sbocco del canyon fino alle aree semi pianeggianti dei settori distali; per tale motivo non sembra potersi confrontare con altri modelli di conoidi torbiditiche note sul margine pacifico nordamericano come l'Astoria fan, La Jolla fan, Navy fan, ai quali ci si era riferiti, oltre che per l'ampia letteratura disponibile, per la caratteristica comune di trovarsi su di un margine compressivo. Inoltre non è possibile distinguere, stando ai criteri seguiti da Normark (1970, 1974, 1978), Nelson et alii (1969), Normark e Piper (1969) e Nelson e Nilsen (1974), le "canoniche" zone di conoide intermedia (*middle fan*) ed inferiore (*lower fan*) non essendo presente la classica ramificazione dei canali distributori. L'unica considerazione che può essere svolta sulla conoide di Aguja riguarda il fatto che sia da un punto di vista della dinamica della sedimentazione che del gradiente che la caratterizza essa sembrerebbe interamente strutturata come il settore di conoide interna (*upper fan*) del modello tipico: viene solcata da un unico canale, continuazione del canyon, con argini ben distinti per tutta la sua estensione e con pendenze che ricadono interamente al disopra di ½° [72] per tanto è possibile inquadrarla in un modello; inoltre i due rapporti *larghezza canali/raggio del ventaglio* e *sezione dei canali/raggio del ventaglio* sono coerenti con gli analoghi valori calcolati da Normark (1978) per altre 14 conoidi (fig.43).

La conoide è solcata, specie nella parte alta, da una serie di incisioni che si diramano a raggiera dal suo apice. La maggiore di tali incisioni è il canale che appare come la prosecuzione diretta del canyon di Aguja anche se esso potrebbe raccogliere anche parte del materiale eventualmente proveniente dall'incisione che drena ad Oriente la conca *r10* verso la quota -3450 m; purtroppo una fascia di rumore di fondo dovuta ai margini di strisciata cade proprio tra le quote -3350 m e -3450 m disturbando in parte l'osservazione.

[72] In letteratura la parte interna della conoide ha gradienti prossimi ad 1:100, pari a circa 0.6°.

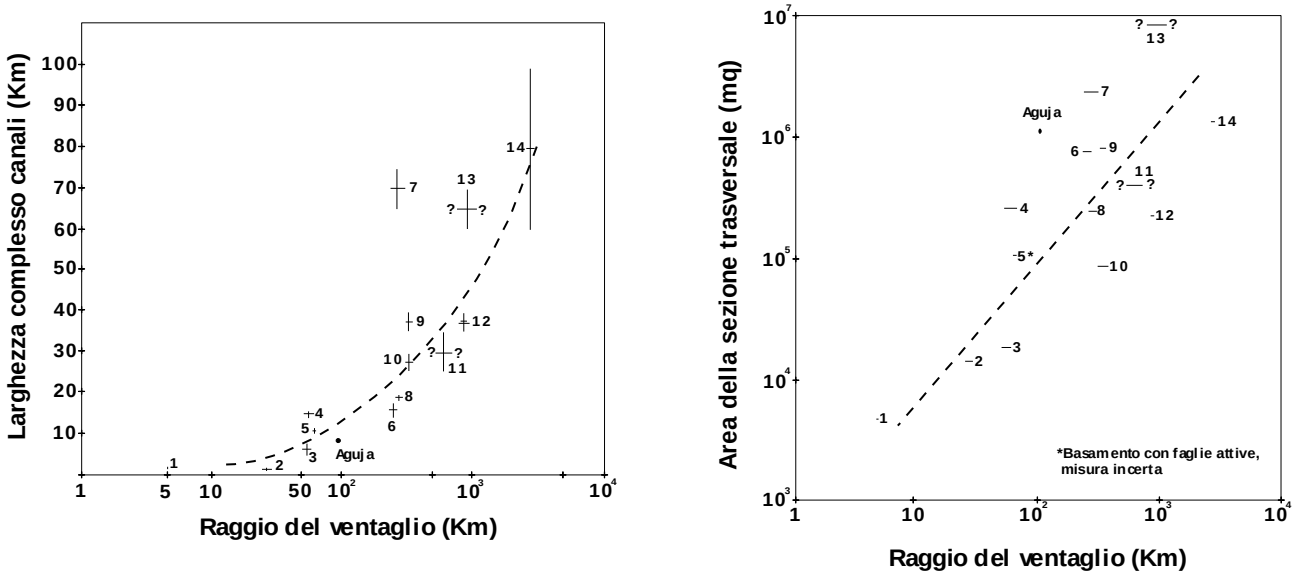


Figura 43 – *Sinistra*:: plot semilogaritmico tra larghezza di vari sistemi argine/canale e raggio dei relativi ventagli per la zona di "upper fan". *Destra* : plot logaritmico tra area della sezione trasversale dei canali e raggio dei relativi ventagli sempre per le medesime zone di upper fan. Canyon: **1**-Reserve; **2**-Redondo; **3**-Navy; **4**-San Lucas; **5**-Coronado; **6**-Nitinat; **7**-Mississippi; **8**-Astoria; **9**-Monterey; **10**-Rodano; **11**-Congo; **12**-Rio delle Amazzoni; **13**-Laurentian; **14**-Bengala (da Normark, 1978).

Tale canale principale presenta una larghezza variabile tra 4 ed 7 km circa (diminuente verso la piana) ed una profondità del thalweg rispetto alla sommità degli argini tra 50 m e 10 m (anch'esso diminuente verso la piana); esso corre per gran parte della estensione della conoide in prossimità del suo margine occidentale, curvando con amplissimo raggio, 60 km, verso NE e tendendo a disporsi parallelamente alla scarpata come detto in precedenza. L'alto backscatter mostrato nella mappa della riflettività del fondo evidenzia chiaramente la traccia come prosecuzione allo sbocco del canyon di Aguja, nonostante l'intera area presenti comunque un valore di riflettività maggiore rispetto alla piana che circonda la conoide, sintomo ulteriore dell'attività del canyon.

E' ipotizzabile che tale diversione sia dovuta forse alla forza di Coriolis e la deviazione dei canali secondo il modello di Menard (1955) nonostante la bassa latitudine alla quale si trova l'area che rende minima la componente di tale forza.

Le altre incisioni, visibili solo nel settore con gradiente più elevato, sono coperte rispettivamente dai profili longitudinali *7→10* e dai profili trasversali *ag36-40*, *ag16-21*, *ag22-25* ed *ag26-30* (tab.5), quest'ultimo prosegue con il profilo *ag31-35* che segue un'altra incisione al contatto tra la conoide e la base del fronte retrostante, tutte abbastanza evidenti nei profili TOPAS[73].

Le suddette incisioni hanno evidenza solo per pochi chilometri, di queste la *7, 8* e *10* risultano ben distinte mentre le incisioni *9-11-12* coperte dal profilo *ag26-30* non appaiono molto nette se non nella sezione sismica, forse anche a causa della fascia di rumore di fondo che cade in prossimità.

Sulla natura di tali incisioni si può ipotizzare che esse abbiano origine da un meccanismo di compensazione che determina una divagazione dei flussi in risposta ai mutamenti della morfologia della conoide.

INCISIONE	PROFILI	LUNGHEZZA	LARGHEZZA MAX	LARGHEZZA MIN	PROFONDITÀ MAX	DISLIVELLO	GRAD. MEDIO	ORIENTAZIONE
7	AG36-40	~20 km	~5.5 km	~3 km	50 m	~160	1:125	SSW-NNE
8	AG16-21	~15 km	~3 km	~1,5 km	60 m	~150	1:100	SSW-NNE
9	AG26-30	~5 km	~2 km	~1,5 km	10 m	~4	1:125	SW-NE
10	AG22-25	~12 km	~2,5 km	~2 km	25 m	~130	1:90	SW-NE
11	AG26-30	~35 km	~2 km		15 m	~350	nota[74]	SW-NE
12	AG26-30	~10 km	~3 km		20 m	~100	1:100	SW-NE

Tabella 5 – Dati morfometrici delle incisioni che solcano la conoide di Aguja; esse si articolano complessivamente da una profondità minima di circa 3300 m fino ad un massimo di circa 3750 m.

2.4.2 RAPPORTI DELLA CONOIDE CON LE STRUTTURE CIRCOSTANTI

Per quel che riguarda i rapporti tra il deposito della conoide e le strutture circostanti sembra che queste siano rappresentate unicamente dal canale *vz1-vz9* (tav.16), probabile prosecuzione del canyon *v1-v15* lungo il margine esterno della terza dorsale.

Il suddetto canyon, che appare sempre piuttosto omogeneo lungo tutta la sua estensione, sembra disarticolarsi in una serie di piccole depressioni aventi una profondità massima di circa 20-30 m e lunghe anche fino a 10 km con un orientamento che va da E-W a SW-NE; dopodiché si interrompe contro il margine occidentale della conoide torbiditica e non sembra proseguire oltre.

E' da escludere inoltre che tali depressioni siano da imputare al rumore di fondo in quanto si trovano al centro della strisciata.

Risulta piuttosto difficile definire esattamente il limite di un deposito di materiale come questo, né d'altra parte è possibile conoscere l'andamento della superficie sepolta sulla quale la conoide poggia, tuttavia un calcolo approssimativo del volume di materiale porta ad una stima di circa 150 km^3, considerando nel calcolo come superficie inferiore un piano orizzontale posto alla stessa quota del piede della conoide (-3834 m, file VENTOUT.GRD[75]). Ovviamente ciò non risponde alla realtà ma è l'unica approssimazione possibile in quanto potrebbe verificarsi l'eventualità sia che la superficie di base sia più inclinata (sovrastimando così i valori) sia che sia depressa per il peso della conoide stessa (e dunque sottostimandoli).

[73] Giorni: 19/04 ore 03.00-04.30; 20/04 ore 16.00-18.30 ed al cambio tra 20 e 21/04.
[74] Valore piuttosto variabile data la grande lunghezza.
[75] Il tabulato del calcolo è visibile nel file di testo EDITOR2.TXT.

2.4.3 PIANA OCCIDENTALE [76]

La zona della piana che si estende ad Occidente della conoide torbiditica dell'Aguja (a Nord e a NW della dorsale esterna) ospita una serie di lineamenti morfologici ben visibili anche a grande scala (fig.44).

2.4.4 CANYON *01-07* [77]

In prossimità della terminazione sudoccidentale della dorsale esterna, laddove questa ed il fronte retrostante sono più ravvicinati, è presente un'evidente incisione rettilinea orientata quasi N-S che si articola tra le quote -1400 e -2200 m circa; si tratta del canyon *01-07*. Esso presenta una larghezza del fondo costante di circa 1100 m ed un dislivello massimo tra fianchi e fondo di circa 1700 m; essendo a margine della copertura dei dati non è possibile dire molto, tuttavia si vede come esso passi nel volgere di alcuni chilometri (circa 8 km) da un regime erosivo ad un regime deposizionale caratteristico dei canali della piana batiale; si osservi il contrasto tra i profili *01→06* e *07*.
Il canyon *01-07* convoglia i materiali provenienti dal corpo retrostante della conoide verso i canali "*a*" e "*b*" [78] che a loro volta li indirizzano verso il bacino della Colombia che fa da collettore.

2.4.5 CANALI *011-012* E *08-010*

Laddove il canyon *01-07* cambia la propria dinamica aprendosi nella piana antistante (siamo a circa 2200 m di profondità) esso sembra biforcarsi. Dei due rami in questione quello più occidentale, lo *011-012*, sembra intuitivamente la prosecuzione "naturale" del canyon *01-07* essendo perfettamente in linea ed orientato come questo, ma conduce nel breve spazio di una decina di chilometri al di fuori dell'area di studio; è ipotizzabile che esso possa essere collegato con il ramo *a1-a8* del canale "*a*" (parr.2.4.6 e 2.4.7).
Il ramo più orientale, lo *08-010*, è meno intuitivo dal punto di vista di un possibile collegamento con il canyon *01-07,* questo perché a parità di latitudine corre ad una quota leggermente maggiore, circa 100 m, rispetto all'adiacente ramo *011-012;* inoltre presenta un argine destro assai più sviluppato del sinistro (si osservino i profili *08, 09* e *010*), come se quest'ultimo fosse stato eroso ed i flussi

[76] Per la localizzazione di tutti i profili topografici citati e dei riferimenti alle varie morfologie incontrate si consultino le tavole 12 e 13.
[77] Si consultino le tavv. 12,13 e 14
[78] Cosi denominati in quanto sono coperti dai profili dei gruppi *a* e *b*.

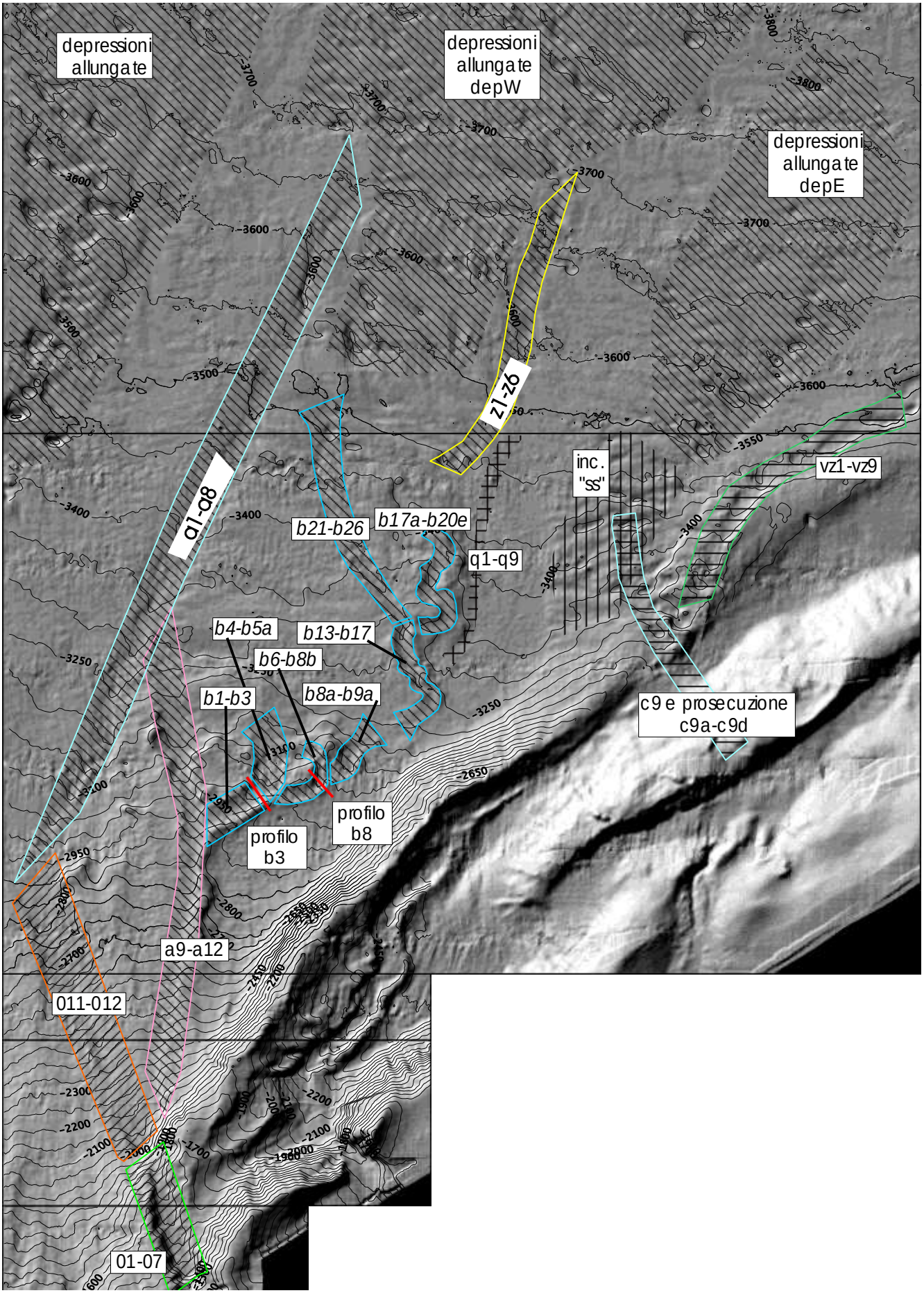


Figura 44 – Rappresentazione schematica dei principali lineamenti dell'area di piana

seguissero attualmente la strada dello *011-012*; si potrebbe dunque dire che questo sia un ramo abbandonato.

2.4.6 CANALE *a9-a12*

L'apparente prosecuzione del ramo *08-010* prosegue rettilinea con orientamento perfettamente N-S nel tratto indicato *a9-a12*; l'argine destro mostra un accrescimento via via maggiore fino ad un massimo di circa 50 m rispetto al letto del canale, 40 m rispetto all'argine sinistro e 150 m rispetto all'area compresa tra il suddetto argine destro e la dorsale esterna (area interessata da flussi di massa, fig.28 "**g**" e par.2.5.3). La differenza di quota tra i due argini va diminuendo in prossimità della diramazione verso Oriente costituita dal canale "*b",* oltrepassata tale diramazione i due argini si mantengono netti per un breve tratto fino all'altezza del profilo *a12* circa; fin qui la larghezza non subisce variazioni ed è sempre compresa tra 2,5 e 3 km circa. Oltre il profilo *a12* il canale sembra perdere evidenza, forse a causa dei flussi che si ipotizza possano essere giunti dal ramo *b4-b5a* del canale "*b"* e abbiano disarticolato il fianco destro del canale *a9-a12* (par.2.4.8). Proseguendo ulteriormente verso Nord è assai probabile che il canale *a9-a12* si ricongiunga al tratto *a1-a8* [79] del canale "*a".*

2.4.7 CANALE *a1-a8*

La provenienza di tale canale è ambigua; non è infatti chiaro se esso provenga da SSW (al di fuori dell'area di studio) o sia la prosecuzione del ramo *011-012* che devia il proprio andamento da SSE-NNW a SSW-NNE per qualche motivo. Un controllo speditivo della batimetria dell'area adiacente a quella in esame rivela che la seconda ipotesi potrebbe essere la più plausibile in quanto non sono visibili flussi di origine per il ramo *a1-a8* provenienti da tale area; a ciò si aggiunga, come verrà ribadito in seguito, che la tendenza SSW-NNE è comune alla maggior parte delle direttrici di drenaggio in tutta l'area del Magdalena.

Il canale *a1-a8* è perfettamente lineare e si articola tra 3100 e 3650 m di profondità circa, appare molto regolare ed i suoi argini (visibili con una certa esagerazione verticale, profili *a1-a8*) risultano ben delineati lungo tutto il suo corso (par.2.5.4) con un dislivello costante rispetto al thalweg di 30-40 m circa.

A circa 3200 m di profondità è visibile un altro piccolo canale compreso tra i due maggiori *a1-a8* ed *a9-a12* la cui sezione è ben identificabile nel profilo *a12*.

Lungo tutto il suo corso il canale *a1-a8* riceve, provenienti da S e da SSE, alcune direttrici di drenaggio, alcune più evidenti, come il ramo *a9-a12*, altre meno, come la prosecuzione del ramo *b21-b26* del canale "*b",* altre ancora, di cui si parlerà più avanti, solo ipotizzate.

[79] Il profilo *a12* presente nel file A1-A8.GRF è più lungo degli altri, circa 11.5 km, per coprire sia la parte terminale del canale *a9-a12* che la zona centrale del canale *a1-a8*.

2.4.8 CANALE *"b"*

Per semplicità di esposizione il canale "*b"* è stato suddiviso in vari tratti definiti dai profili topografici che li delimitano[80].

Il canale "*b"* appare nettamente in contrasto rispetto al rettilineo canale "*a"* dal quale si dirama a circa 2950 m di profondità verso Oriente; esso infatti mostra diramazioni e fenomeni di meandrizzazione che ne articolano l'andamento, inoltre possiede degli argini molto più netti.

Il canale "*b"* è almeno inizialmente ad una quota superiore rispetto al ramo "*a"* dal quale si separa, il suo thalweg si trova infatti circa 35 m al di sopra del thalweg del ramo *a9-a12* come è visibile nel profilo "CONNESSIONE".

Parallelamente alla precedente è visibile la breve traccia di una seconda diramazione che sembra volgere in breve spazio nuovamente verso il ramo *a9-a12* (profilo *b1*); potrebbe trattarsi di un segmento abbandonato in passato dai flussi.

Proseguendo lungo il canale si incontrano diverse biforcazioni.

All'altezza del profilo *b3* vi è una diramazione:

- verso Nord (ramo *b4-b5-b5a*) ma se ne perde subito la traccia per il rumore del margine di strisciata; probabile è il ricongiungimento del suddetto ramo *b4-b5-b5a* con il flusso di *a9-a12* all'altezza del profilo *a12* dopo aver descritto un ampio meandro in senso antiorario; si tratta tuttavia di una morfologia relitta avendo un debolissima evidenza topografica, né è da escludere che il ramo *b4→b5a* drenasse nella spianata antistante .
- verso Est con il ramo *b6-b7-b8*

All'altezza del profilo *b8* vi è una diramazione:

- verso Nord si ha una debole traccia (nel profilo *b8b* è visibile la sezione di un canale) che è ipotizzabile possa ricongiungersi al ramo *b4-b5-b5a,*
- verso Est con il ramo *b8a-b9-b9a*; questi tre profili coprono quello che si ipotizza essere un tratto abbandonato del canale, dal momento che la prosecuzione oltre il profilo *b10* sembrerebbe poter nascere da flussi provenienti dalla dorsale o dall'area dei flussi di massa compresa tra il ramo "*b"* e la dorsale esterna; osservando i profili *b9-b13* si può osservare infatti come già all'altezza del profilo *b9*, in corrispondenza del suo margine orientale, prende forma una seconda incisione che va via via approfondendosi e si sostituisce alla precedente nel drenaggio principale.

Volendo dunque ricostruire un'evoluzione fino a questo punto da un tracciato iniziale *b1→b6→b9a*, si potrebbe ipotizzare la seguente successione di eventi (fig.44):

- Dapprima potrebbe essere stato abbandonato il tratto *b8a-b9a* con i flussi che deviavano verso *b8b.*
- Dopo l'avulsione del ramo *b8a-b9a* tali flussi avrebbero fatto una curva generando un meandro che li indirizzava verso Est, il tracciato del canale sarebbe cosi stato modificato: *b1→b6→b8b* .

[80] Dati morfometrici relativi ai vari tratti del canale sono riportati in tabella 6.

- Successivamente tale meandro sarebbe stato decapitato dal ramo *b4-b5a*; il tracciato del canale sarebbe cosi stato modificato: *b1→b4→b5→b5a.*
- Infine il canale *a9-a11* avrebbe avulsionato il ramo "*b*" proseguendo grossomodo in direzione S-N e andandosi a connettere con i flussi di *a1-a8*.

Pur essendo i precedenti probabili rami abbandonati tuttavia nella legenda della carta interpretativa si è preferito attribuire tale termine solamente a morfologie palesemente fossili, la traccia delle quali appare il più delle volte come una lineazione appena accennata (par.2.4.11) rispetto a flussi forse anch'essi abbandonati ma delineati da argini abbastanza netti come quelli descritti sin qui.

Il canale "*b"* prosegue con il ramo *b10→b17*; la connessione tra i due tratti appare molto labile (profili *b9→b13*). Nel tratto *b13-b17* il canale mostra un lieve accenno di meandrizzazione; all'altezza del profilo *b17* il canale si biforca ed anche in questo caso le differenti quote dei due rami ed il tipo di intersezione non lasciano dubbi sui rapporti tra i due tratti. Il modo infatti in cui il ramo proveniente da Sud prosegue nel ramo *b21-b26*, orientato SSE-NNW, lascia supporre che la serie di meandri coperta dai profili *b17a-b20e* abbia subito un fenomeno di avulsione da parte del *b13-b17*; proprio in corrispondenza del gomito della stretta curva *b16-b17-b17a* i flussi hanno rotto l'argine esterno creandosi una nuova linea di drenaggio in direzione NNW; il thalweg del nuovo tracciato corre circa una decina di metri più in basso rispetto a quello del ramo più vecchio.
Questa nuova linea di flusso prosegue rettilinea per circa 15 km con una larghezza invariata e costante intorno ad 1,5 - 2 km ed attraversa due fasce di rumore di fondo prima di riconnettersi probabilmente all'incisione *a1-a8*, ma se ne perde la traccia.
Il ramo che invece appare tagliato fuori è interessato da un evidente fenomeno di meandrizzazione; i profili stesi fino al *b19* mostrano una morfologia degli argini meno netta ed un dislivello minore (tra 10 e 25 m) di questi rispetto al thalweg in confronto al tratto successivo che mostra argini più netti ed il cui thalweg si approfondisce fino a 40-50 m (profili *b17a→b20e*).
Volendo fare un confronto sia con il ramo di origine "comune" proveniente da Sud che col ramo *b21-b26* si può affermare che il fenomeno è comune in quanto la larghezza del canale è sempre la stessa (circa 1400-1600 m); a variare è l'indice di sinuosità che per i tre tratti è il seguente[81]:

- ramo *b13-b17*: 0,88
- ramo *b17-b26*: 0,95
- ramo *b17-b20e*: 0,54

Un altro elemento di riflessione deriva dalla variazione di quota del thalweg: sia il dislivello tra argini e thalweg che l'approfondimento dello stesso avvengono con il medesimo gradiente per ambedue i rami in cui si suddivide il canale; tale andamento è ben visibile costruendo un *contour map* con l'opzione "fill contours" ed attribuendo a ciascuna quota un differente colore (contrastante con gli adiacenti) con

[81] Precisamente: l_1= 7.7 km S_1= 8.7 km; l_2= 13.5 km S_2= 14.2 km; l_3= 8.5 km S_3= 15.5 km.

una equidistanza di circa 10 m (fig.45); i due canali mostrano la stessa variazione di quota all'aumentare della latitudine ed il gradiente per i due rami è lo stesso: 0,74° per il ramo

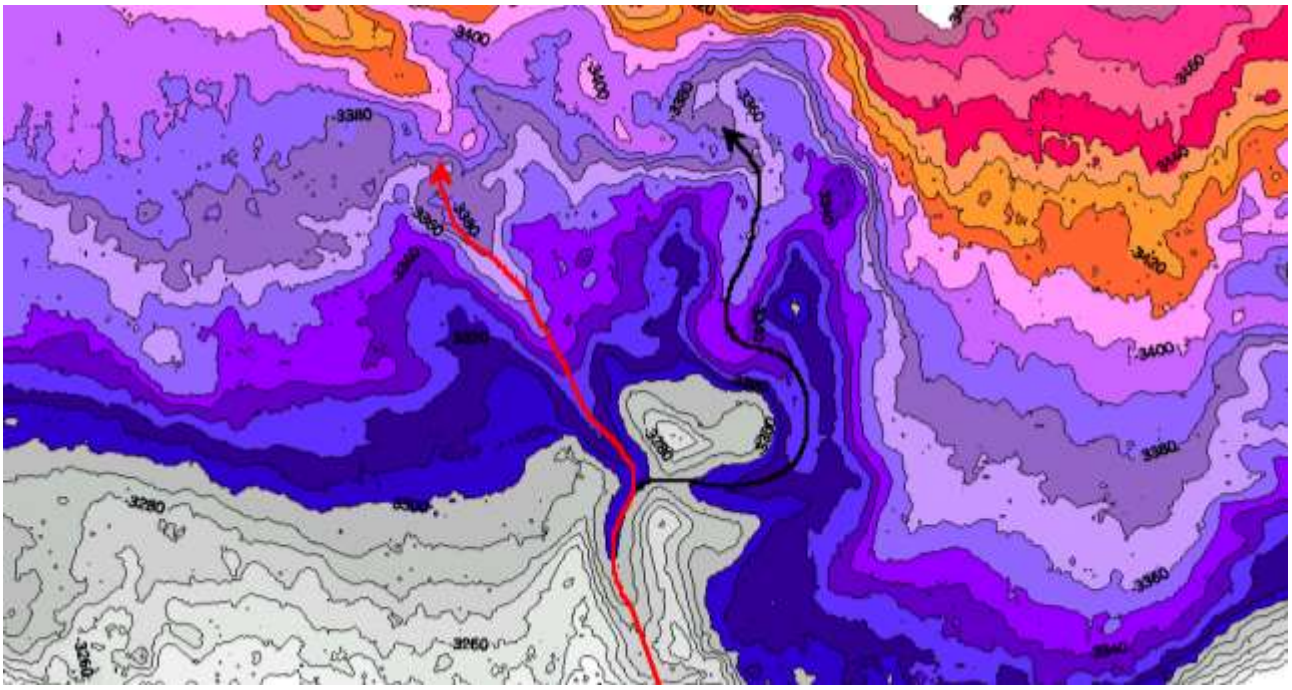


Figura 45 – Variazione di quota dei rami *b21-b26* e *b17a-b20e* dopo la biforcazione del canale *"b"* all'altezza del profilo *b17*; le fasce di diverso colore comprese tra le isobate indicano che la pendenza dei due rami è la medesima; si osservi anche la figura 47B.

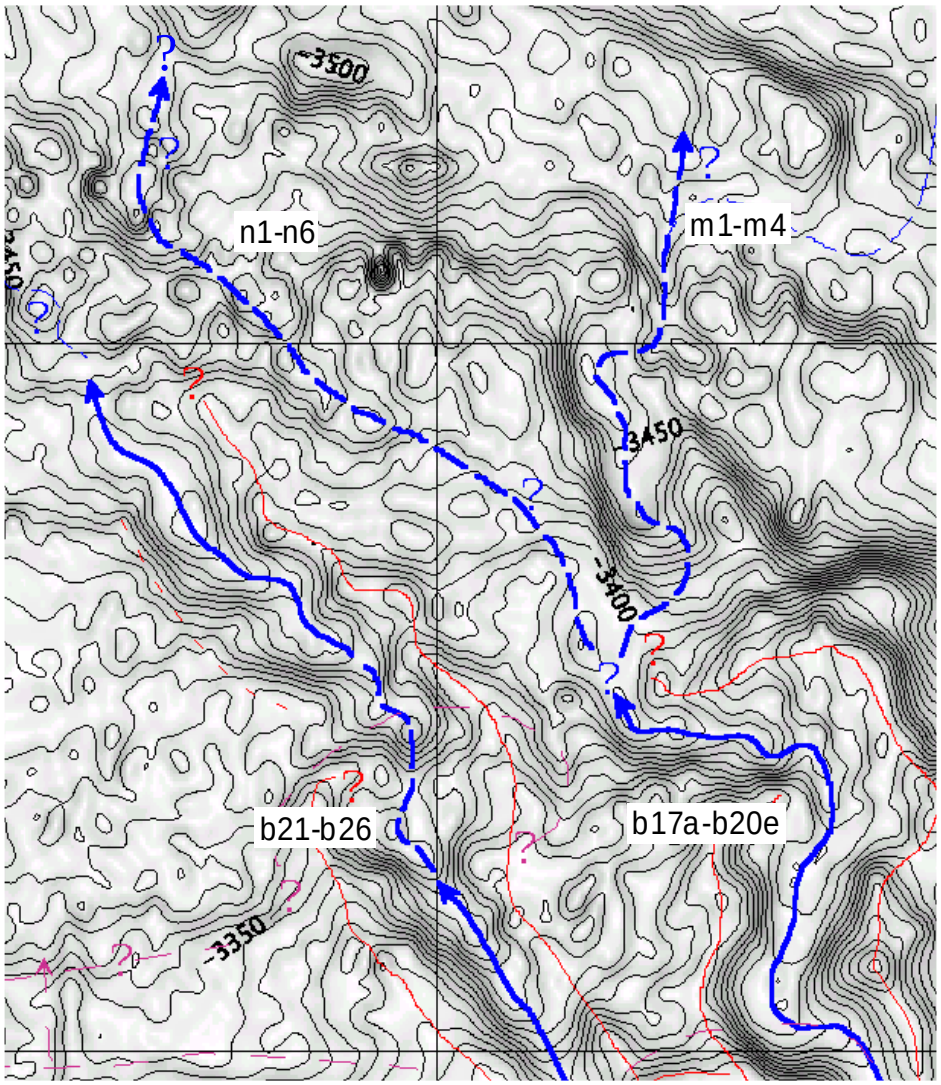


Figura 46 – Possibili diramazioni del tratto *b17a-b20e* del canale "*b*". Si rimanda alla carta interpretativa per una visione d'insieme.

b21-b26, 0,73° per il ramo *b17a-b20e*; valori che risultano maggiori del gradiente del ramo di origine comune il quale ha una pendenza media di 0,54° misurata tra i profili *b13* e *b17*.
All'altezza del profilo *b20e* diviene ambiguo seguire il tracciato del canale identificato sin qui; è indubbio infatti se esso prosegua dritto (peraltro con un debole evidenza morfologica, profili *n1→n6*) attraversi la fascia di rumore di fondo, curvi verso Nord e si ricongiunga all'incisione *a1-a8*[82], oppure, sempre partendo dal *b20e*, curvi subito a Nord dove la traccia appare almeno inizialmente più netta (profili *m1→m4*) e probabilmente si riconnetta ad Ovest oltre la fascia di rumore di fondo dove arrivava la traccia dell'ipotesi precedente, tuttavia in questo secondo caso è più difficile seguirne la traiettoria, oltre al fatto che i flussi debbono superare non una ma parecchie contropendenze di una certa entità (fig.46).

E' assai probabile che in passato l'intero canale "*b"* abbia agito come linea di drenaggio preferenziale verso il bacino della Colombia; il dato oggettivo che tutti i rami di esso citati sono stati via via abbandonati in seguito ad una generale migrazione dei flussi verso Occidente potrebbe far ipotizzare un qualche fenomeno di sollevamento forse legato al probabile sollevamento della dorsale esterna. L'evidente discontinuità tra i due principali tratti del canale "*b"* all'altezza dei profili *b10-b13* potrebbe essere dovuta all'azione erosiva esercitata dal passaggio di flussi di massa nel "corridoio" tra la dorsale esterna ed il canale "*b"*.

Nella figura 47 sono visibili i rapporti tra i thalweg dei tratti dei canali "*a"* e "*b"*.

[82] E forse più avanti anche con *b21-b26* del quale si perde traccia proprio in quest'area.

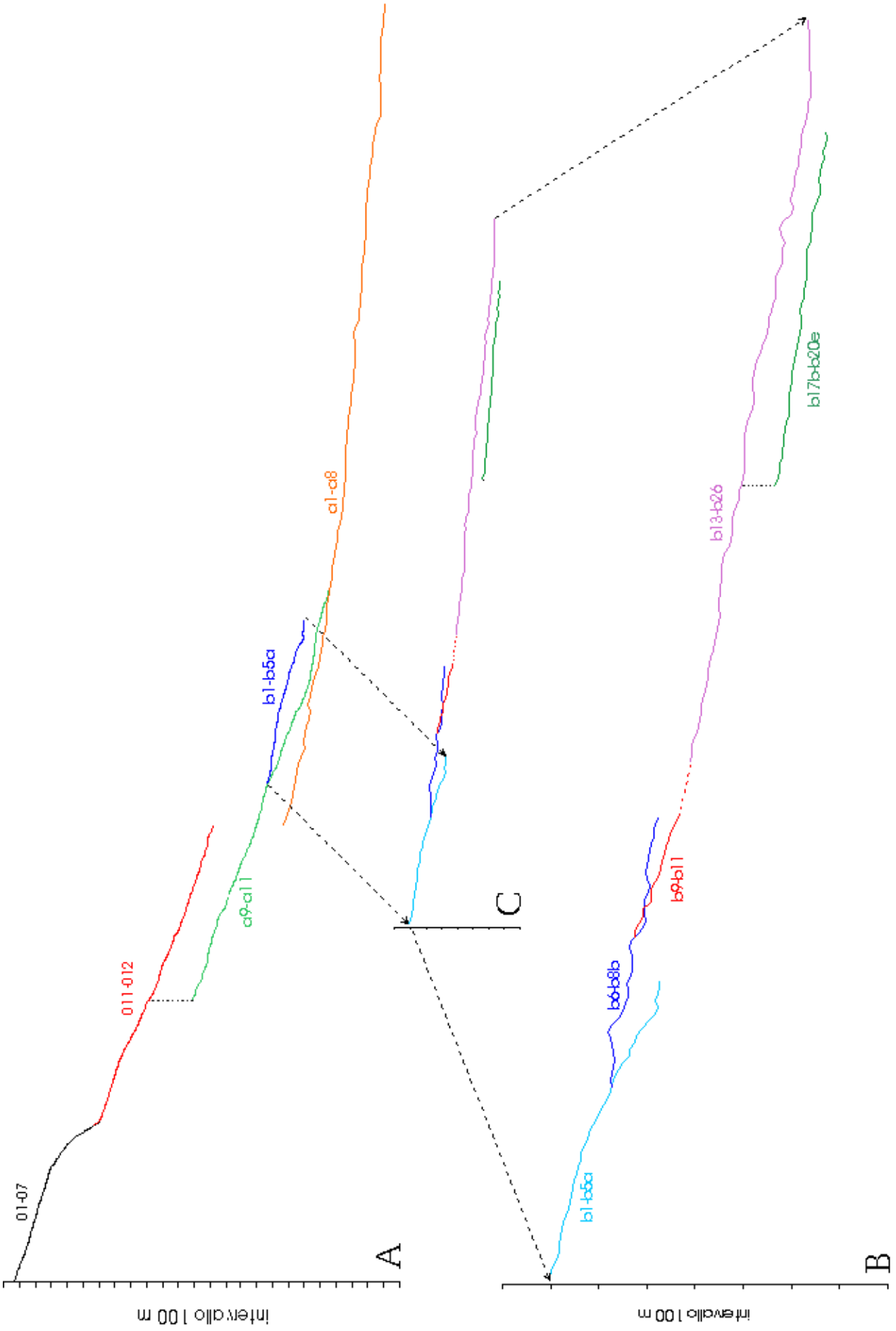


Figura 47 – **A**: thalweg canale "*a*"; **B**: thalweg canale "*b*"; **C**: canale "*b*" posto in scala col canale "*a*".

2.4.9 CANALE *"z"*

Circa 10 km ad Oriente del canale a1-a8 parallelamente a questo corre un altro canale la cui espressione topografica è piuttosto blanda: il canale "*z"* (coperto dai profili *z1→z6*). Questo canale è visibile per circa 30 km con andamento SSW-NNE dopodichè sembra curvare in modo piuttosto disarticolato verso NNW-SSE, ma la topografia del fondale, che qui dovrebbe essere più omogenea e regolare, appare articolata da depressioni e protuberanze allungate a scala chilometrica ed è quasi impossibile seguirne la traccia. Esso mantiene un dislivello costante tra argini e thalweg intorno a 15-20 m. La tabella 6 mostra le caratteristiche morfometriche di tale traccia.

2.4.10 TRACCIA *"q"*

Sempre osservando le isobate è possibile seguire un'altra traccia; questa corre quasi parallelamente a ridosso dell'argine destro del ramo *b17a-b20e* (fig.44).
Si tratta di una morfologia molto poco accentuata, il dislivello mostrato dai profili *q3-q4* è per le due incisioni al massimo 10 m. Si va dal netto profilo mostrato in *q1-q2*, con un dislivello di 20 m, alla morfologia appena accennata di *q3-q4-q5* in cui il dislivello si riduce via via a 10 e 5 m; l'intenso disturbo arrecato dal rumore di fondo a queste blande forme ne fa perdere completamente la traccia; circa 7 km più avanti, in linea più o meno con le precedenti c'è un'altra incisione che si riconnette chiaramente con la *z1-z6* ed è coperta dai profili *q7-q8-q9*, tuttavia in una valutazione generale non si ritiene che le incisioni "*q"* possano alimentare la più grande *z1-z6* le cui dimensioni appaiono molto più ampie e vengono perciò interpretate più avanti come morfologie relitte. Nella tabella 6 sono riportati i dati relativi alle incisioni incontrate sin qui, eccettuato per la blandissima morfologia delle "*q"* appena descritte.

2.4.11 STRUTTURE RELITTE

E' molto interessante notare, che a grande scala è visibile la traccia di un meandro ancora più antico sul quale si è in parte sovrimposto il tratto *b17a-b20e*; esso appare evidente solo osservando l'area in *shaded relief*. Una volta identificato il paleomeandro è possibile "zoomare" per notare che effettivamente l'andamento delle isolinee rende conto di questa preesistente morfologia.
La labile morfologia di un tratto del meandro abbandonato si riscontra anche osservando i profili stesi (*zz1-zz4*); la traccia è palesemente meno pronunciata rispetto al tratto in comune con *b17a-b20e* che in confronto appare molto più inciso; l'area verde e celeste (fig.48) costituisce un tratto dei versanti rispettivamente destro e sinistro di tale meandro.
Preso atto della possibile presenza di tracce più antiche e quindi meno evidenti di canyon, anche l'incisione coperta dai profili *q1* e *q2* potrebbe essere considerata come un ramo abbandonato del tratto di meandro *b13-b15*, idea suggerita dal fatto che in corrispondenza della presunta intersezione

l’argine esterno del suddetto meandro risulta più basso di circa 15 m per un breve tratto largo quanto il canale abbandonato figura .

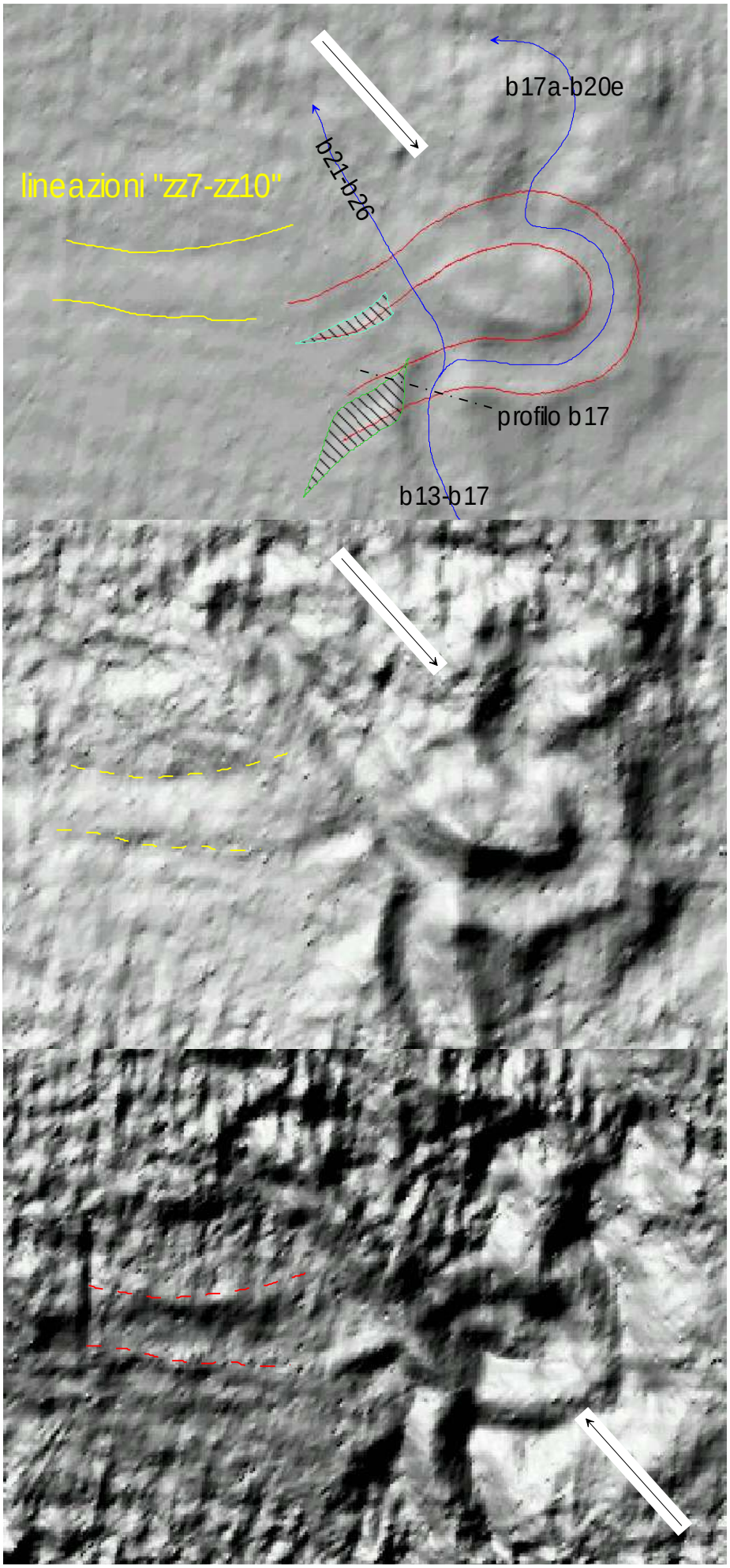


Figura 48 – Meandro fossile e lineazioni *zz7-zz10* (possibile prosecuzione) lungo il corso del canale "*b*". Le tre rappresentazioni permettono di evidenziare al meglio i lineamenti; la freccia nera indica la direzione dell'illuminazione; la scala verticale del secondo e terzo *shaded relief* è doppia (fattore 10) rispetto a quella del primo (fattore 5).

Ulteriori lineazioni che possono essere ricondotte a tracce relitte di antichi flussi, ora inattivi a causa dell'evoluzione nella dinamica dell'alimentazione, sono visibili in modalità *shaded relief* a grande scala[83] nel settore di piana compreso tra i canali *"a"* e *"b";* alcune tracce attraversano la fascia di disturbo che tuttavia a grande scala non maschera la lineazione.

INCISIONE	LUNGHEZZA	LARGHEZZA MEDIA	DISLIVELLO MAX[84]	DISLIVELLO MIN	GRADIENTE MEDIO
B1-B3	~5,5 km	~2200 m	30 m	20 m	1:58 (0,98°)
B4-B5a	~4,5 km	~2600 m[85]	50 m[86]	20 m	1:47 (1,2°)
B6-B8b	~6,5 km	~1700 m[87]	40 m[88]	15 m	1:67 (0,85°)
B8-B9a	~4,5 km	~2200 m	40 m	20 m	1:64 (0,89°)
B9-B13[87]	~8 km	~1600 m	20 m[89]	10 m	1:54 (1°)
B14-B17	~9 km	~1600 m	25 m	15 m	1:100 (0,57°)
B21-B26 (ed oltre)	~17 km	~ tra 1400 e 2000 m[90]	30 m[91]	20 m	1:81 (0,7°)
B17a-B20e	~15,5 km	variabile tra 1200 e 1600 m	40 m[92]	5 m	1:70 (0,8°)
Z1-Z6	~16 km	tra 2 e 3 km[93]	20 m[94]	15 m	1:166 (0,34°)
N1-N6 (ed oltre)	~12,5 km	~1100 m	20 m[95]	10 m	1:100 (0,57°)
M1-M4	~6 km	~1500 m[96]	30 m[97]	10 m	---[98]

Tabella 6 - Dati morfometrici delle tracce *"b","m","n"* e *"z"*. Non viene indicato il dislivello totale perché non costituisce un elemento di confronto fra tracce di lunghezza così variabile. Le misure a volte non sono riferite esattamente al tratto compreso tra i profili indicati, il riferimento è solo indicativo.

[83] Utilizzare il file PIANASWIDS60MAT911.GRD.
[84] Viene indicato il dislivello tra thalweg e argine più basso (in quanto non sempre è definibile quello più alto, in alcuni casi risulta indefinito anche il più basso) nei punti di massima e minima incisione.
[85] Si allunga verso il *b5* fino ad un massimo di ~3.5 km.
[86] Va approfondendosi in direzione del *b5a*.
[87] Si restringe a 1000 m in corrispondenza del *b8b*.
[88] Massimo approfondimento in corrispondenza del *b8*, minimo del *b7*.
[89] L'approfondimento diminuisce andando dal *b9* al *b13*.
[90] Allargamento progressivo verso il *b26*.
[91] Va approfondendosi in direzione del *b26*.
[92] L'argine più basso è sempre quello esterno al meandro; gli ultimi tre profili (*b20c-d-e*) non sono stati considerati in quanto l'incisione è molto svasata.
[93] Difficile definire in alcuni casi quegli argini che risultano molto svasati ed indefiniti.
[94] Va approfondendosi in direzione dello *z6*, quest'ultimo ha però l'argine orientale molto poco definito ed il dislivello risulta di soli 5 m.
[95] Costante intorno a 10 m da *n1* ad *n5*; *n6*: 20 m.
[96] Riferito alla larghezza dell'incisione *m3-m4.*
[97] Esattamente, *m1*: 15 m; *m2*: 10 m; *m3*: 30 m; *m4*: 25 m.
[98] Incisione troppo articolata nelle pendenze per poter definire un gradiente medio da confrontare con le altre incisioni.

I profili stesi rivelano la presenza di quel che rimane di tali incisioni; si tratta sempre di solchi ampi non meno di un chilometro e con profondità mai molto spinte, sempre comprese tra un minimo di 5 m ed un massimo di 10 m (profili *zz5-zz11*); di tali canali non è possibile desumere la direzione di paleodrenaggio dato il loro andamento E-W anche se il più basso dei tre appare situato alla stessa altezza del paleomeandro summenzionato cui potrebbe essere connesso (fig.48).

2.4.12 LINEAZIONE *"cc"* [99]

Spostando l'osservazione sull'ampia fascia di fondale indicata in figura 49 (sui margini della quale sono presenti i profili "q" e "cc") si può notare, a grande scala, la presenza di una netta lineazione lungo il margine orientale a partire dal piede della dorsale esterna e che curvando ad ampio raggio (circa 8 km) passa da un'orientazione SW-NE ad una N-S.

Tale lineazione[100] appare come una sorta di gradino di erosione orientato N-S che delimita in modo netto il margine occidentale del settore interessato dalle incisioni *"ss"* drenanti verso Ovest; l'infittirsi delle isobate nella corrispondente fascia conferma la presenza di una rottura di pendio successivamente evidenziata in modo diretto dai profili *cc1→cc10*. Tale lineazione è costituita da una scarpata ampia circa 1 km, meglio definita nei profili *cc2→cc5*, decisamente più pendente (~1,6°) rispetto alle aree semipianeggianti immediatamente ad Oriente e ad Occidente e con un dislivello di circa 30 m; anche alcune linee sismiche attraversano questa lineazione[101] (paragrafo 2.5.3).

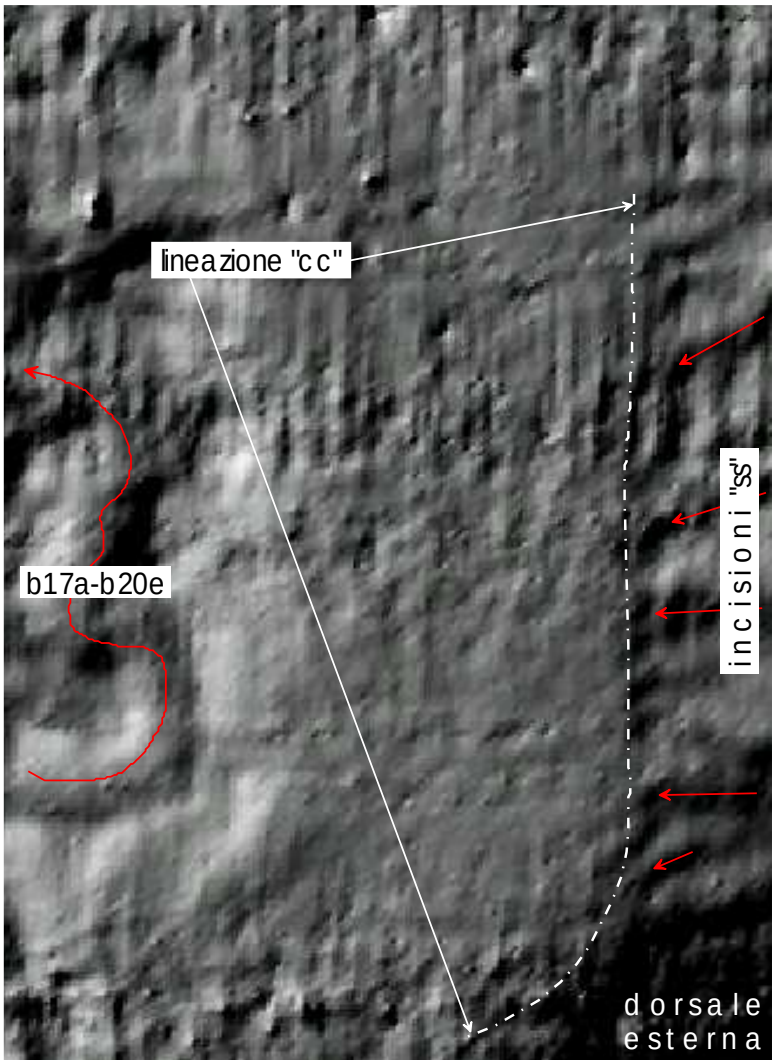


Figura 49 – Lineazione "*cc*".

[99] Per i lineamenti descritti nei paragrafi *2.4.12/2.4.16* si faccia riferimento alle tavv.12,13 e 16.
[100] Meglio osservabile all'elaboratore in *shaded relief* con Rotation: ~175°, Tilt: >30°-35°, zScale: 8 cm, Orthographic.
[101] Giorno 19/04 ore 02:30 e 09:45 circa e giorno 18/04 ore 05.30 circa

2.4.13 INCISIONI *"ss"*

Le incisioni *"ss"* sembrano terminare tutte in corrispondenza della lineazione *"cc"*; alcune di queste appaiono come "valli sospese" sulla lineazione[102], in altre il canale giunge fin quasi alla quota della piana sottostante; alcune presentano un thalweg che in alcuni tratti è in contropendenza; altre ancora arrivano fino al piede della scarpata ma sono di limitata estensione (non arrivano a 2 km); tra tutte queste alcune appaiono inoltre intersecarsi (fig.50).
Nonostante le variazioni di quota del thalweg e le contropendenze che ne derivano alcune delle suddette incisioni hanno una estensione di circa 5-6 km e sembrano provenire dall'area in cui drenano i flussi che giungono dalla "sella" tra la dorsale esterna e la terza dorsale; tali solchi sono tutti più o meno subparalleli tra loro, forse in risposta a quello che è il gradiente della zona.
Alcuni profili stesi (*ss1→ss6*) hanno il solo scopo di verificare qualitativamente le caratteristiche di queste incisioni che presentano larghezze sempre intorno ai 1500 m e profondità tra 20 e 35 m[103].
Altre incisioni invece, per l'esattezza il gruppo più a ridosso della dorsale esterna, sembrano drenare dalla dorsale stessa anziché dall'area retrostante ed il profilo a greca *c4ter* ne mette in evidenza la morfologia; anche qui l'incisione più estesa (in alto in pianta, a sinistra in prospetto nel profilo) presenta una larghezza di 1500 m circa ed una profondità di 30-35 m come le precedenti.
La tabella 8 ed il grafico di figura 52 riassumono le caratteristiche morfometriche delle incisioni "ss".

2.4.14 CANALI *"vz1-vz9"* E *"c9a-c9d"*

Il settore di piana in prossimità della sella tra la dorsale esterna e la terza dorsale è interessato da più flussi; se ne riconoscono due principali la cui possibile origine e dinamica sono state già ipotizzate parlando della terminazione nordorientale del canyon *v1-v15* (par.2.1.5).
Il più orientale dei due (*vz1-vz9*, possibile prosecuzione del canyon *v1-v15,* tav.16) tende a mantenersi parallelo alla base della terza dorsale assumendo cosi un'orientazione complessiva SW-NE prima di perdere evidenza probabilmente al di sotto della conoide del canyon di Aguja. I relativi profili *vz1-vz9* mostrano una larghezza costante intorno ai 2 km con una sezione la cui asimmetria, dovuta alla vicinanza della dorsale, aumenta spostandosi verso quote più basse; la profondità è variabile da un minimo di 10 m ad un massimo di 40 m circa[104] con ripetuti ed improvvisi cambiamenti nella quota del thalweg in alcuni tratti in contropendenza ed irregolarmente articolato negli ultimi 7-8 km circa (fig.50).
Perpendicolarmente al canale *vz1-vz9* ed alle dorsali, è visibile ciò che è ipotizzabile essere la prosecuzione dell'incisione *c9;* tale traccia, che dopo un primo tratto orientato SE-NW curva verso Nord per una lunghezza complessiva di circa 12-13 km, è attraversata a varie altezze dalle incisioni

[102] In alcuni tratti, infatti, il simbolo della rottura di pendio è interrotto proprio in corrispondenza di quelle vallecole laterali che giungono fino alla quota più bassa.
[103] Misurata rispetto all'argine più basso.
[104] Misurata rispetto all'argine più definito, quello occidentale.

subparallele *"ss"* drenanti verso Est. Queste ultime, essendo più incise e più profonde, sono molto probabilmente posteriori all'incisione *c9a-c9d* dissezionandone il tracciato in più segmenti dei quali rimangono ancora delle evidenti tracce; laddove tali segmenti conservano ancora lembi di argini sono stati stesi i profili *c9a-b-c-d* che mostrano in maniera palese la presenza dell'antica incisione avente larghezza media di 1500 m e profondità massima di 40 m; è presumibile che tale linea di drenaggio non sia più attiva.

2.4.15 LINEAZIONE *"ln1-ln8"*

Tra le tracce "*vz1-vz9"* e "*c9a-c9d"* è presente una evidentissima lineazione particolarmente visibile a grande scala; i profili eseguiti *ln1→ln8* non mostrano tracce di canali o linee di drenaggio; essi mostrano che la suddetta lineazione è costituita da una fascia più pendente larga circa 1 km; si tratta di una rottura di pendio estesa in senso SSW-NNE per circa 20 km che perde evidenza in una serie di depressioni allungate perpendicolarmente a tale lineazione (WSW-ENE) (fig.50). I profili TOPAS (fig.61) che attraversano tale lineamento mostrano che questo diviene via via più evidente da SSW verso NNE e passando da una lieve rottura di pendio ad una netta scarpata alta circa 70 m[105].
Alcune delle incisioni *"ss"* che attraversano in direzione E-W il paleocanyon *c9a-d* intersecano anche la lineazione *ln1-ln8*, ciò risulta evidente almeno nei primi 10 km mentre spostandosi più verso NNE sembra che le medesime incisioni (che appaiono come depressioni allungate) nascano alla base della rottura di pendio. I profili *ln1-ln8* mostrano che la larghezza della "fascia" a maggior pendenza è maggiore all'altezza dei primi profili (circa 700-800 m) e va via via diminuendo gradualmente fino ad annullarsi oltre il profilo *ln8* e cosi pure il dislivello coperto dalla relativa scarpata che è massima nel segmento iniziale (90-100 m) e va riducendosi fino a perdere evidenza.

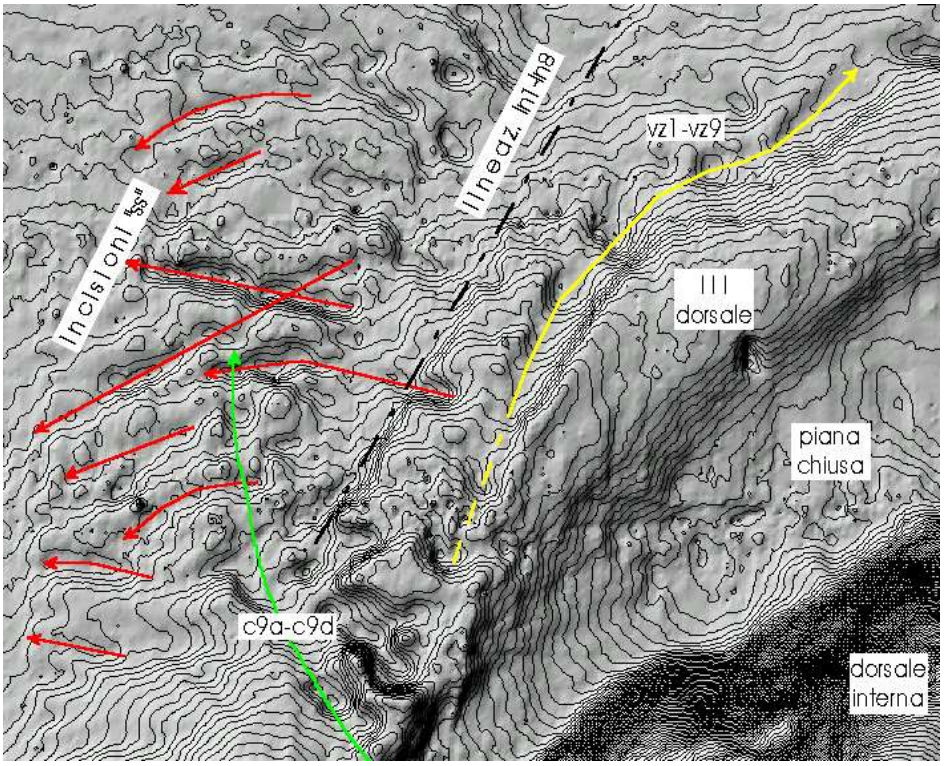


Figura 50 – Incisioni *c9a-c9d* ed *"ss"*; lineazione *ln1-ln8*; canale *vz1-vz8*.

2.4.16 DEPRESSIONI ALLUNGATE

Un altro interessante elemento di riflessione è offerto dalla presenza di numerose depressioni a scala chilometrica di forma oblunga subparallele tra loro evidenti oltre il profilo *ln8*. Forme analoghe erano già state incontrate nell'ampia area a Nord delle incisioni *a1-a8* e *z1-z6* escludendo, dato il loro pressochè costante orientamento WNW-ESE e la loro distribuzione, che potessero essere un artefatto dell'interpolazione o un disturbo del rumore, ma una morfologia realmente esistente.
La tabella 7 è stata ricavata dai profili stesi sulle più estese di tali forme: *depE* per le depressioni orientali; *depW* per quelle occidentali.

INCISIONI ORIENTALI	LARGHEZZA[106]	PROFONDITÀ[107]	P/L	ORIENTAZIONE
DEPE 1[108]	~1200 m (S) ~1000 m (N)[109]	~25 m ~25 m	0,20	E-W
DEPE 2	~1100 m	~35 m	0,025	E-W
DEPE 3[108]	~1100 m (S) ~1100 m (N)	~30 m ~45 m	0,031 0,027	ESE-WNW
DEPE 4	~1100 m	~45 m	0,040	ESE-WNW
DEPE 5	~1600 m	~40 m	0,025	E-W
DEPE 6	~1200 m	~45 m	0,037	E-W
DEPE 7	~1100 m	~30 m	0,025	E-W
DEPE 8	~1200 m	~35 m	0,029	ESE-WNW
INCISIONI OCCIDENTALI	LARGHEZZA[110]	PROFONDITÀ[111]	P/L	ORIENTAZIONE
DEPW 1	~2000 m	~60 m	0,030	~N-S
DEPW 2	~1400 m	~40 m	0,028	WNW-ESE
DEPW 3	~1400 m	~40 m	0,028	WNW-ESE
DEPW 4[108]	~1200 m (S) ~1000 m (N)	~30 m ~20 m	0,025 0,020	WNW-ESE
DEPW 5	~1200 m	~30 m	0,025	WNW-ESE
DEPW 6	~1400 m	~45 m	0,032	WNW-ESE
DEPW 7	~1200 m	~40 m	0,016	WNW-ESE
DEPW 8	~1300 m	~30 m	0,023	WNW-ESE

Tabella 7 - Dati morfometrici delle depressioni maggiori.

[106] Larghezza media depE: 1170 m.
[107] Profondità media depE: 35 m.
[108] Il profilo copre due depressioni adiacenti.
[109] La depressione più a sud non è perfettamente perpendicolare al profilo, pertanto la larghezza indicata è lievemente maggiore della larghezza reale.
[110] Larghezza media depW: 1350 m (considerando la depW1), 1260 m (senza considerarla).
[111] Profondità media depW: 38 m (considerando la depW1), 35 m (senza considerarla).

Nell'indagine non si è tenuto conto della lunghezza ma solo della larghezza, profondità ed orientazione di tali morfologie per il fatto che mentre le ultime tre misure presentano valori ricorrenti, la prima è molto variabile e, nell'ipotesi in cui si lavora ovvero che tali depressioni possano essere lembi di paleoincisioni, è ininfluente.

I due gruppi di depressioni presentano larghezze differenti (simili all'interno dello stesso gruppo), in media 1170 m per le incisioni orientali e 1250 m per quelle occidentali (valori indicativi) mentre i valori di profondità e orientazione sono tutti confrontabili tra loro (in media 35 m di profondità sia per le *depE* che per le *depW*).

Nell'intento di cercare un'origine comune tra i due gruppi si è pensato di stabilire una relazione tra larghezza e profondità di ciascuna depressione ottenendo il grafico di figura 51 che mostra una

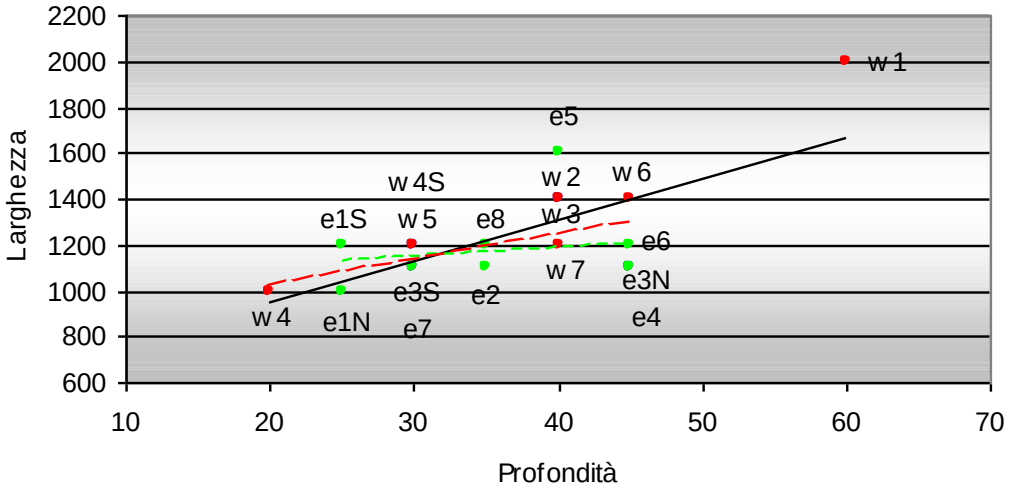


Figura 51 - Relazione tra profondità e larghezza delle depressioni di tabella 7; in verde le depressioni orientali, in rosso quelle occidentali; le due rette di correlazione tratteggiate sono relative a ciascun gruppo mentre quella nera all'insieme di tutti i dati.

distribuzione di punti relativamente coerente, tale da poter stabilire una linea di tendenza comune.

Va notato che l'unico punto palesemente fuori correlazione appartiene alla depressione *depW1* che di fatto è l'unica con un orientazione N-S ed una larghezza e profondità palesemente al di fuori dalla media, tuttavia ciò non esclude che la sua origine sia simile alle altre; è anzi ipotizzabile una sua origine da paleoflussi provenienti da Sud, come lo sono gli attuali *a1-a8* etc.

Nell'ipotesi che tale dato non sia preso in considerazione la correlazione appare ancor più evidente.

Si tenga presente che il dato *depW8* non è stato considerato ai fini del grafico ma solamente per un confronto delle misure essendo esso parte dell'incisione *z1-z6*.

L'ipotesi che tutte le depressioni possano essere paleoincisioni nasce proprio dal fatto che le loro misure sono confrontabili con quelle di incisioni palesemente identificate; soprattutto considerando le *depE* si nota che esse sembrano una ripetizione delle incisioni *ss* e *c4ter* presenti più a SW; inoltre al pari di queste si presentano in gruppi subparalleli tra loro.

La tabella 8 mostra le analoghe misure effettuate sui profili *ss1→ss7;* il dato che risalta è la maggiore profondità media, circa 39 m, di tali incisioni a parità di larghezza, il che potrebbe indurre a pensare che esse possano essere uno stadio più recente del medesimo fenomeno; in figura 52 i medesimi dati sono stati plottati con la stessa scala del grafico di figura 51. Confrontando i due grafici costrutiti con le stesse scale si può notare una certa corrispondenza tra le due linee di tendenza.

INCISIONE	LARGHEZZA	PROFONDITÀ
ss1	~1200 m	~50 m
ss2	~ 1400 m	~40 m
ss3	~1000 m	~15 m
ss4	~1200 m	~25 m
ss5	~1200 m	~35 m
ss6	~1200 m	~50 m
ss7	~1600 m	~55 m

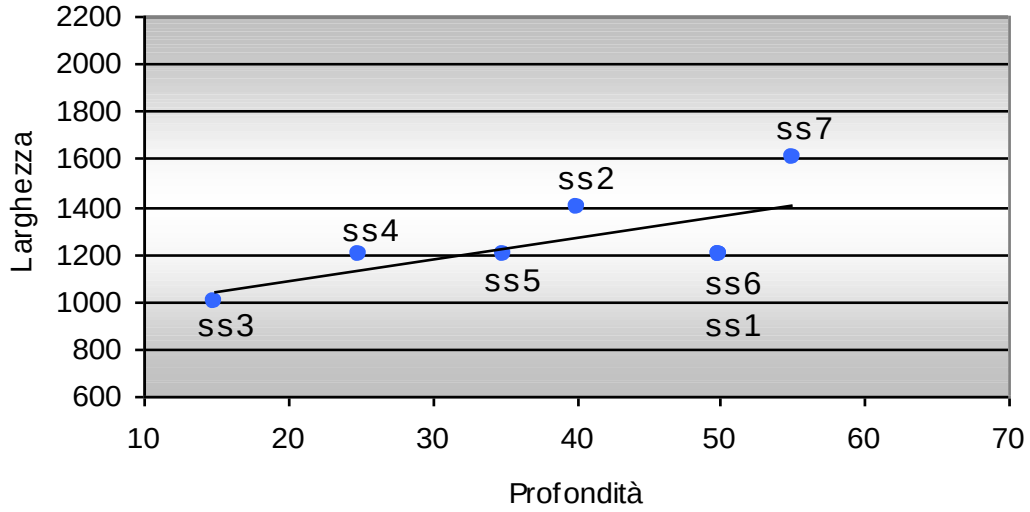


Figura 52 - Relazione tra profondità e larghezza delle incisioni "*ss*" di tabella 8; le scale verticale ed orizzontale del grafico sono le stesse di quelle del grafico relativo alle depressioni allungate; si noti la corrispondenza tra le due rette di correlazione principali.

Tabella 8 – Dati morfometrici incisioni *ss*.

Nella campagna della nave R/V "Thomas Washington" del 1966 viene rilevato tramite l'analisi sismica un fatto interessante; generalmente gli strati sotto la superficie del fondale appaiono grossomodo paralleli con questo, tuttavia in alcune aree delle distinte forme vallive sono intagliate in questi strati e sembrano parzialmente riempite a formare delle discordanze nella stratificazione (Shepard, 1967)[112].

[112] Si tratta di un "Proceedings" del 7° Congresso Internazionale di Sedimentologia del 1967 che viene citato nell'articolo di Shepard et alii del 1968 e non è stato possibile raccogliere tale fonte bibliografica.

La localizzazione esatta di tali osservazioni non è fornita nell'articolo essendo solo un riferimento ad una presentazione in un congresso, ma anche se non si trattasse della stessa osservazione non è da escludere che il fenomeno possa ritrovarsi altrove e che le precedenti incisioni allungate siano espressione della stessa manifestazione; Ercilla et alii (2000) suggeriscono infatti un fenomeno simile per tutta la parte esterna dell'area di studio.

Va detto inoltre, dal momento che un osservazione attenta può rivelarlo, che talora alcune di tali depressioni risultano perfettamente allineate su distanze molto grandi; palese è l'esempio delle depressioni *depW4(Sud), depW3* e *depE7-8* separate rispettivamente da distanze di 16 km e 27 km circa; in realtà non si tratta di un caso isolato poiché, specie nel settore delle depressioni occidentali, se ne riscontrano altri in certi casi poco visibili, relativi a depressioni minori che non sono state nemmeno nominate. Un'altra evidenza che desta sospetti è rappresentata dall'allineamento tra il gruppo *depW5* e la labile traccia dei due flussi paralleli identificati dai profili *ln9-ln11* provenienti da ESE; forse tali flussi potrebbero costituire la prova che i due gruppi di depressioni fossero in passato collegate e che il drenaggio avvenisse in direzione WNW anziché verso Nord come sembrerebbe adesso. Forse la *depE7* è per un puro caso allineata con le *depW3-4,* e volerne dedurre un collegamento è azzardato, tuttavia stabilire una possibile correlazione tra depressioni separate da distanze minori potrebbe essere un'ipotesi non lontana dalla realtà (fig.53).

Fuori dall'area di studio, ma presente comunque al margine occidentale della carta tematica, è visibile un terzo gruppo di depressioni molto simili alle precedenti e in diversi casi, maggiormente nel settore settentrionale della carta, queste appaiono orientate come le *depE* e le *depW;* tali depressioni sono per un lungo tratto costeggiate ad Oriente da un evidente linea di flusso proveniente dall'area adiacente a quella di studio.

Il tutto può essere interpretato, in un ottica dinamica, come un'evoluzione spaziale e temporale: linee di drenaggio non più attive vengono abbandonate a causa di cambiamenti che intervengono nella dinamica dell'alimentazione ed una volta tali, vengono obliterate dalla sedimentazione che inizia a riempire la sezione. Verrebbe cosi spiegata la profondità media minore di quelle incisioni che dunque dovrebbero essere più antiche.

Osservando i rapporti di antecedenza tra le linee di drenaggio si può dedurre che i flussi orientati SW-NE, siano essi flussi canalizzati (*a1-a8*, *z1-z6,* canale "*b"*) o flussi di massa, sono posteriori rispetto a quelli orientati SE-NW costituiti dalle suddette depressioni.

Tanto nella tavola 12 quanto nella carta interpretativa è possibile notare la sistematica interruzione delle depressioni e la loro discontinuità all'intersezione con gli altri lineamenti oppure il contrasto tra le loro morfologie nette nelle aree in cui appaiono indisturbate rispetto alle morfologie appena accennate nelle aree in cui vengono investite dai flussi di massa; si pensi alle lineazioni *ln9-ln11*.

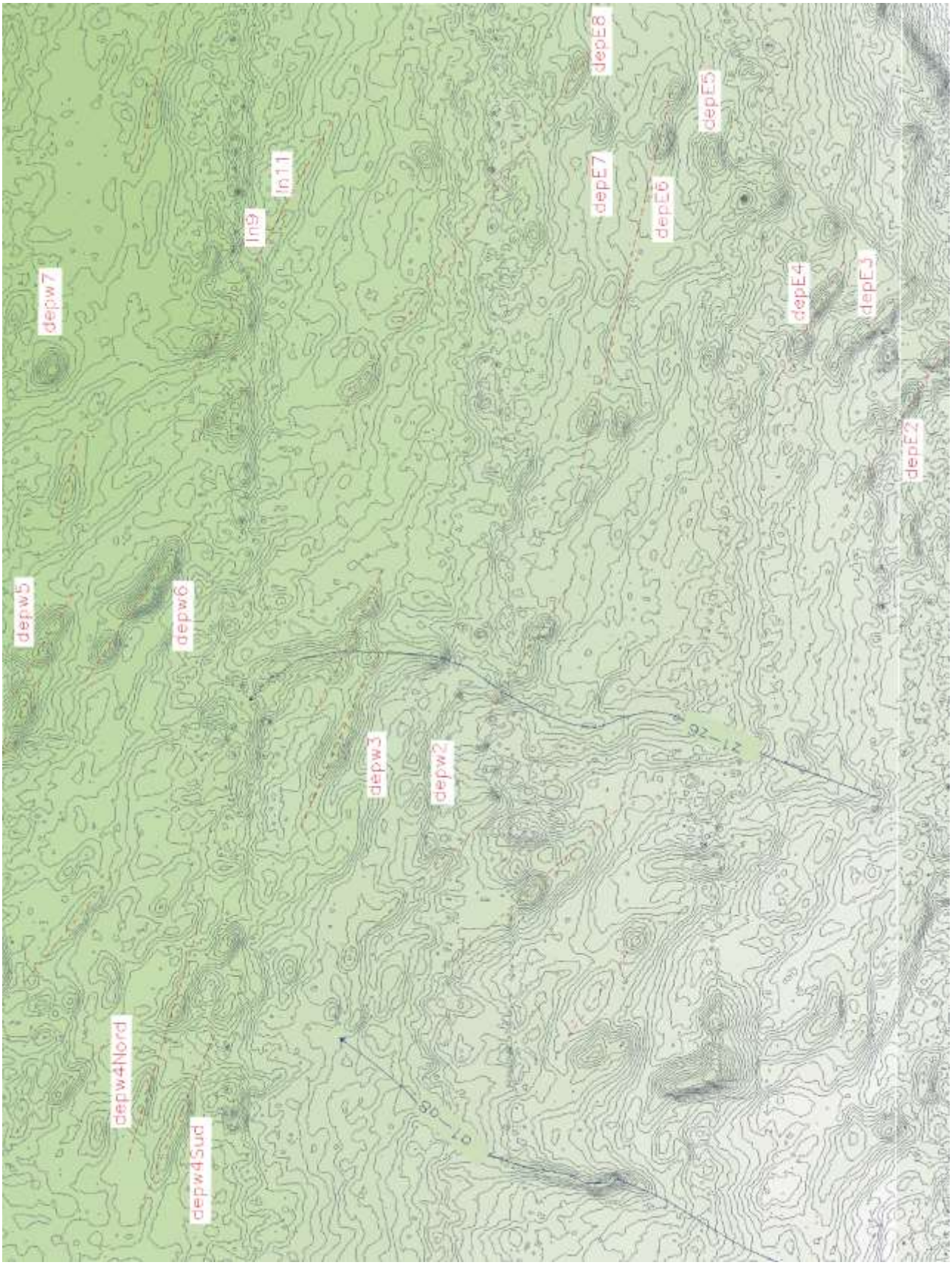


Figura 53 – Allineamenti tra le depressioni dei vari gruppi.

2.5 ANALISI SPEDITIVA DEI DATI SISMICI

L'analisi dei profili AIRGUN e TOPAS consente di distinguere chiaramente differenti domini sedimentari relativi alle varie morfologie.

2.5.1 AREA DELLE DORSALI E FRONTE RETROSTANTE

Fondamentalmente le dorsali sono caratterizzate da una facies acustica iperbolica ad alta riflettività[113] anche se di fatto il segnale riesce raramente a penetrare i versanti; l'alto gradiente presentato dalle pareti delle dorsali e del fronte retrostante determina infatti l'impossibilità di riuscire a distinguere in molti casi il fondale stesso e tantomeno la struttura sottostante. Laddove il segnale penetra nel substrato questo rivela una facies ben stratificata (figg.54 e 56).

L'AIRGUN mette chiaramente in evidenza che il fronte retrostante e le dorsali sono costituiti sono costituiti da materiali torbiditici; aspetto, questo, molto importante che verrà ripreso nelle conclusioni i quanto permette di fare un'ipotesi sull'evoluzione sedimentaria dell'area.

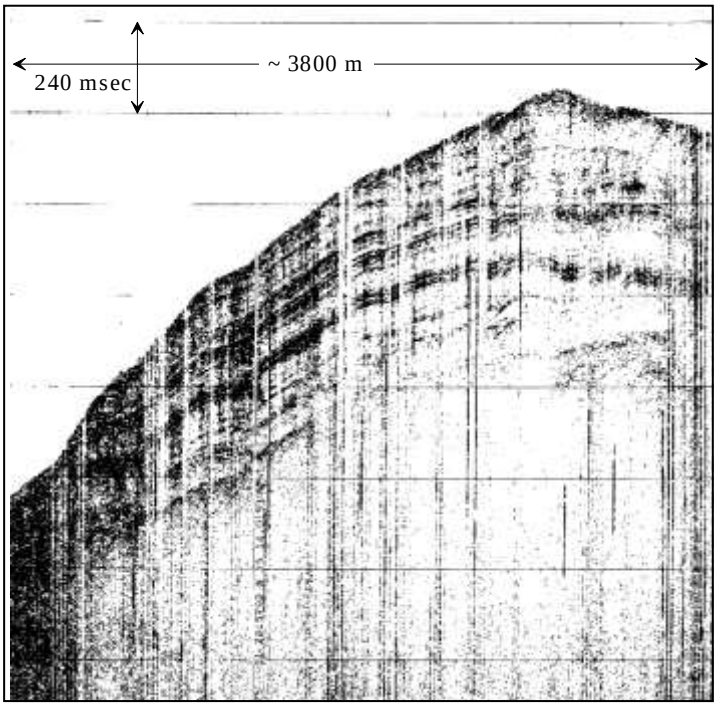


Figura 54 – Facies stratificata: fianco esterno della dorsale esterna.

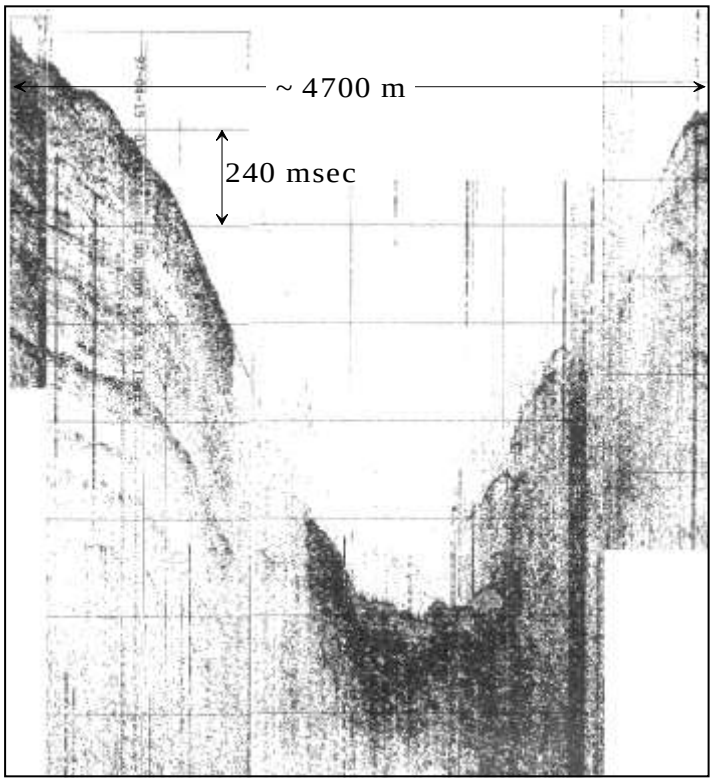


Figura 55 – Conca d16-d18.

2.5.2 CONCHE E BACINI CHIUSI

Le conche che si incontrano lungo i fianchi delle dorsali e del fronte retrostante mostrano un fondo irregolare con una facies acustica caotica in superficie e trasparente in profondità (figg.55 e 56) con alto backscatter nella mappa della riflettività del fondo. Non tutti i bacini chiusi

[113] Osservazioni più dettagliate sulla sismica dell'intera area di studio sono state condotte da Ercilla et alii, 2000.

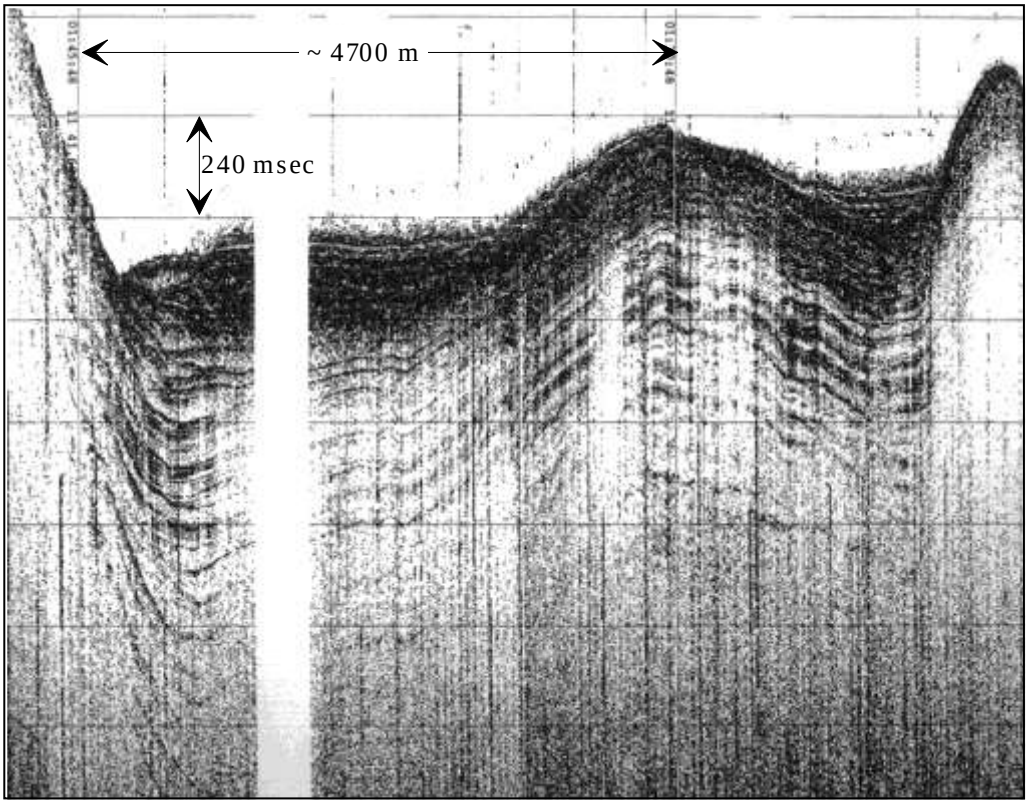


Figura 56 – Bacini di accumulo del materiale sul fronte retrostante; il meccanismo di messa in posto, guidato dalla gravità, tende a colmare le depressioni del substrato. Notare l'evidente stratificazione divergente che caratterizza il substrato.

rivelano questa stessa facies; taluni mostrano di essere interessati da imponenti fenomeni di *debris-flow* identificati da corpi lenticolari separati da nette superfici ad alta riflettività, come sul fronte retrostante (fig.57), oppure da facies acustica trasparente e fondo irregolare con molte diffrazioni, come nel caso della *piana chiusa*. Quest'ultima è riempita fino a 3250 m di profondità da uno spessore di circa 40 m di materiali e, al disotto di questo *debris-flow*, mostra sul suo fianco sinistro un debris-flow sepolto (linea *11a*). La giacitura *on-lap* dei *debris-flow* nella piana chiusa rispetto alla regolare stratificazione dell'adiacente terza dorsale induce a ritenere che il riempimento della piana sia attuale (fig.58).

2.5.3 AREE INTERESSATE DA FLUSSI

Fenomeni di flusso di massa analoghi ai precedenti non caratterizzano solo il riempimento di aree chiuse ma sono presenti anche nei settori di piana batiale prospicienti l'area delle dorsali.
Il settore compreso tra la dorsale esterna ed il canale "*b"* appare interessato da un debris-flow molto evidente caratterizzato da una facies semitrasparente ed iperbolica ad alta impedenza acustica (fig.59); in superficie il fondo marino appare estremamente irregolare; è ipotizzabile che la lineazione "*cc",* visibile nei profili che l'attraversano come una fascia a pendenza maggiore, costituisca una scarpata di erosione dovuta allo scorrimento dei suddetti flussi verso Nord (fig.60).

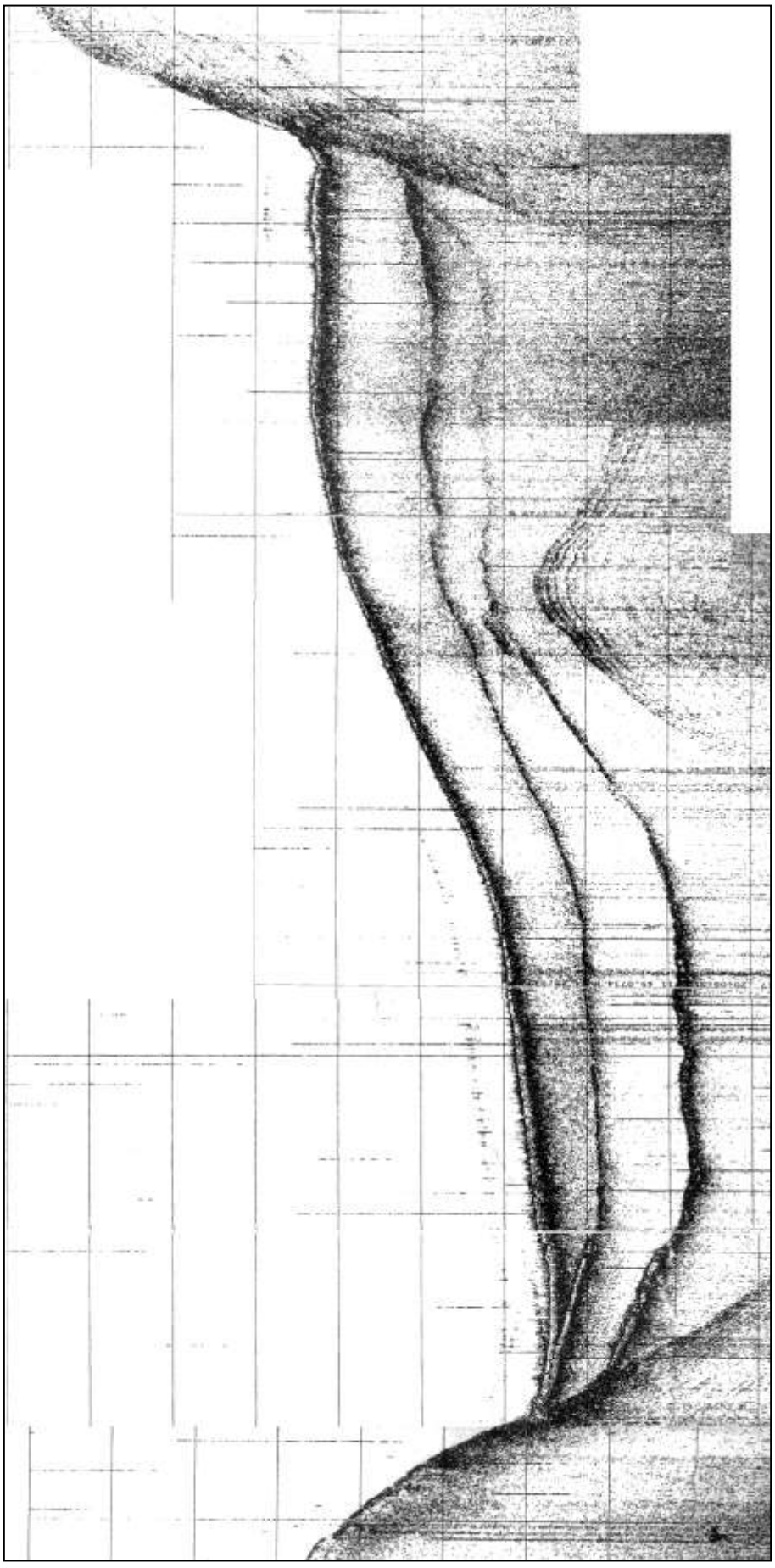


Figura 57 – Debris-flow in un bacino chiuso all'interno del fronte retrostante.

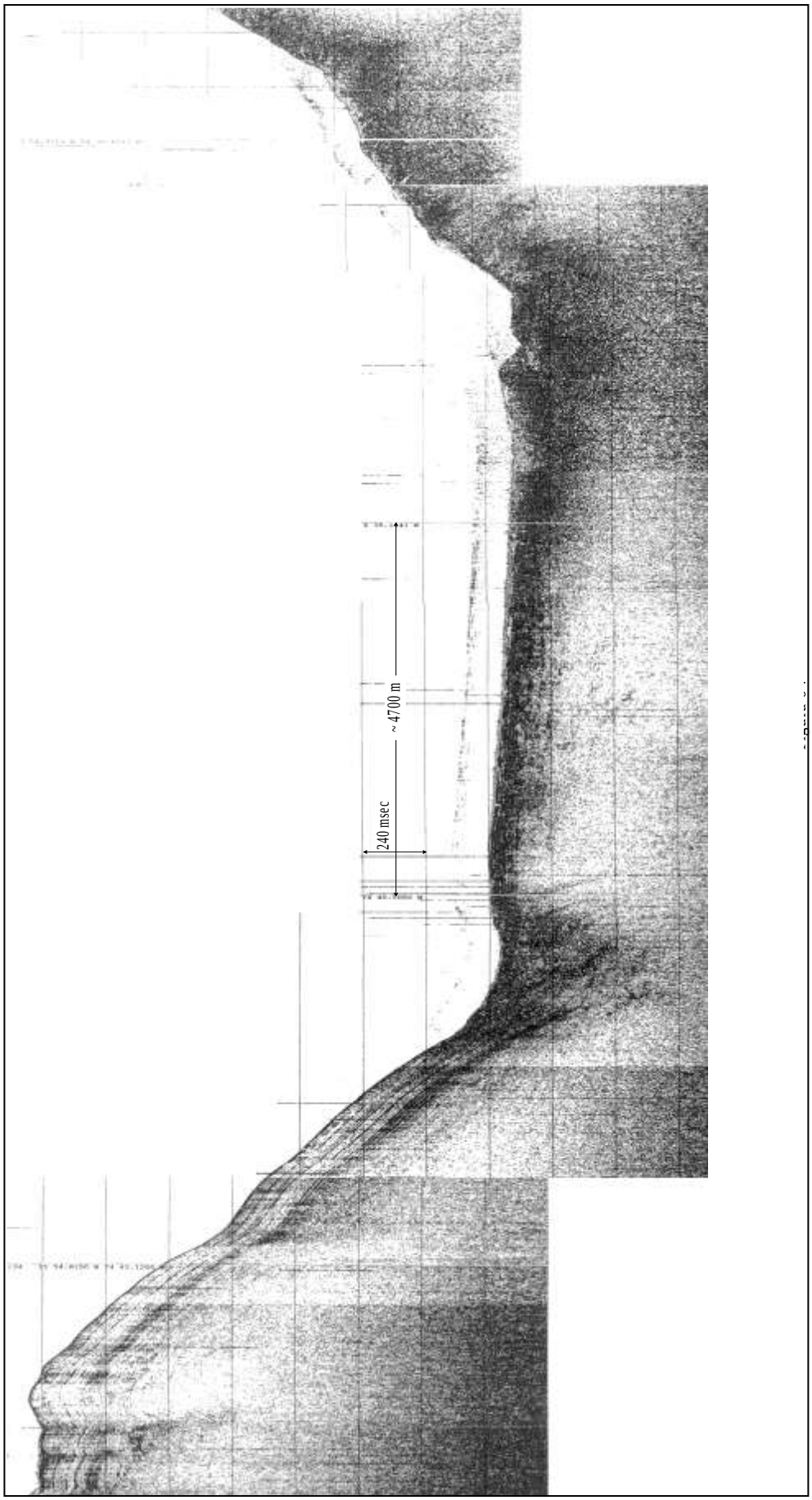


Figura 58 – Piana chiusa; si può osservare l'antecedenza della sedimentazione ad alta ampiezza ed alta continuità sul riempimento di fondovalle.

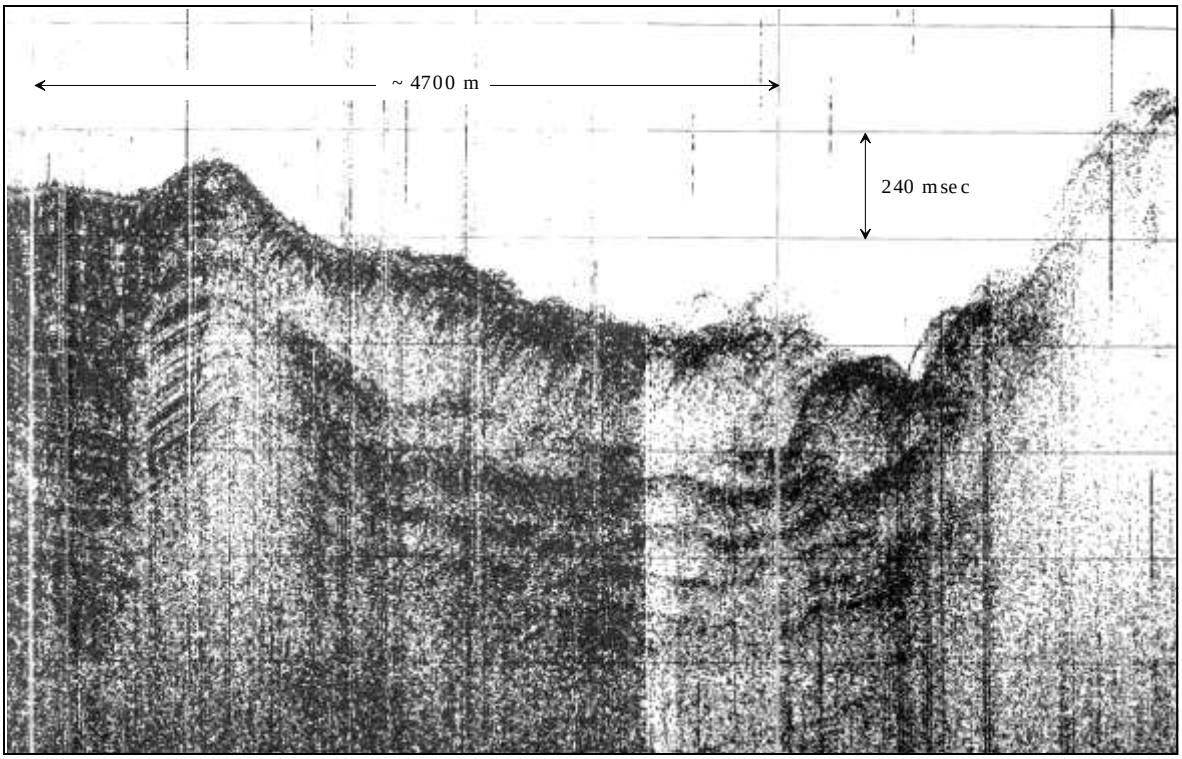


Figura 59 – Evidente fenomeno di debris flow: facies semitrasparente ed iperbolica ad alta impedenza acustica; in superficie il fondo marino appare estremamente irregolare.

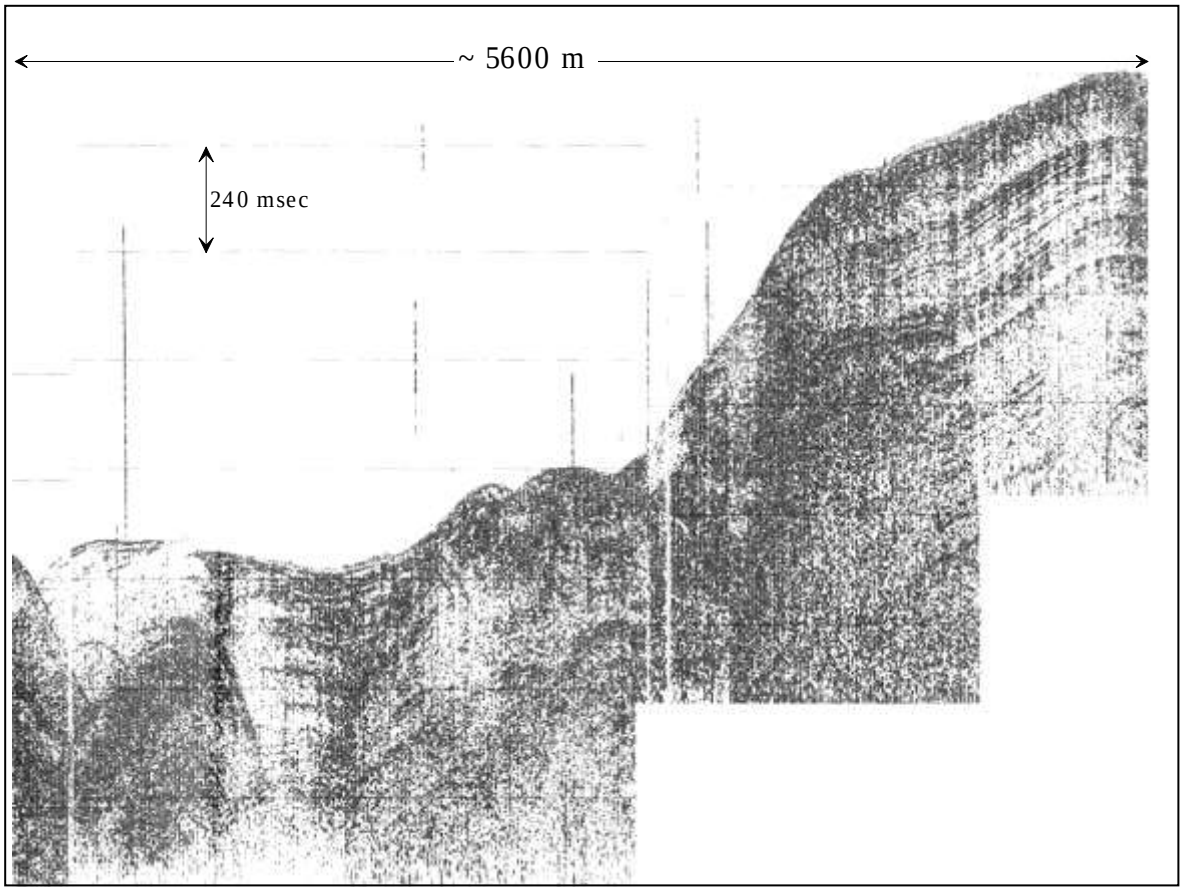


Figura 60 – Lineazione "cc".

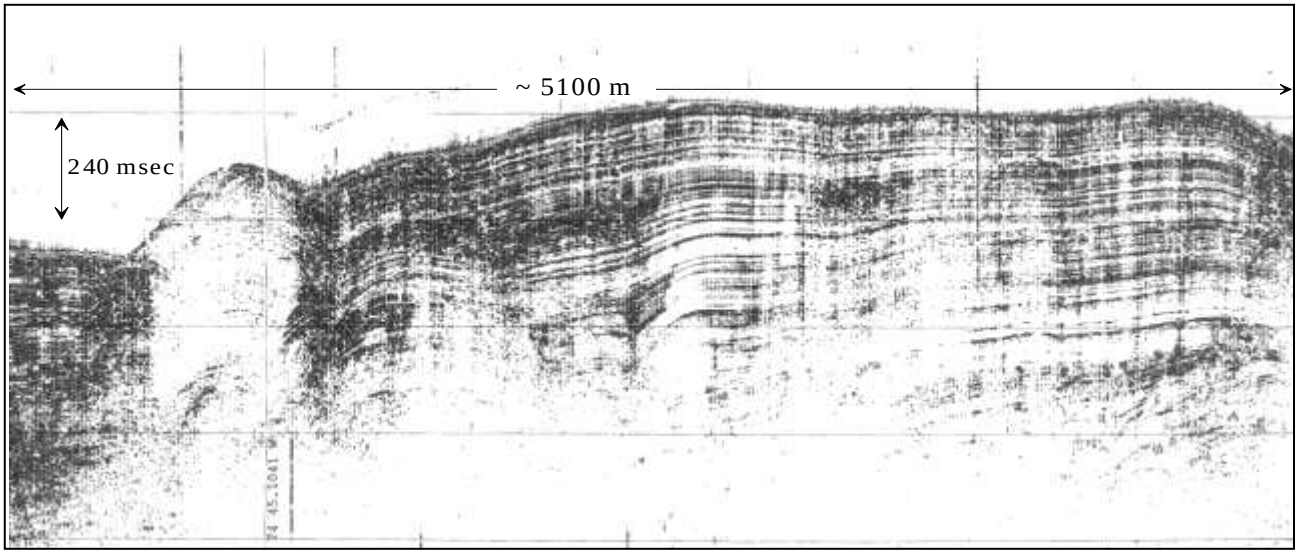


Figura 61- Sedimentazione torbiditica nel settore compreso tra il canale *vz1-vz9* e la lineazione "*ln1-ln8"* (visibile come rottura di pendio sulla sinistra del profilo sismico).

L'intera area è in genere costituita da una sedimentazione torbiditica caratterizzata da netti riflettori ad alta ampiezza ed alta continuità. (fig.61).

2.5.4 CANALI NELLE AREE DI PIANA BATIALE

Quei profili che attraversano le aree di piana batiale interessate dalla presenza di canali (in particolare i canali "*a"* e "*b"*) mostrano che il letto dei canali è caratterizzato da una facies acustica caotica ed iperbolica, che potrebbe indicare sedimenti grossolani, in netto contrasto con gli argini che invece mostrano una facies stratificata divergente con riflettori AA-AC molto più trasparenti, che potrebbero

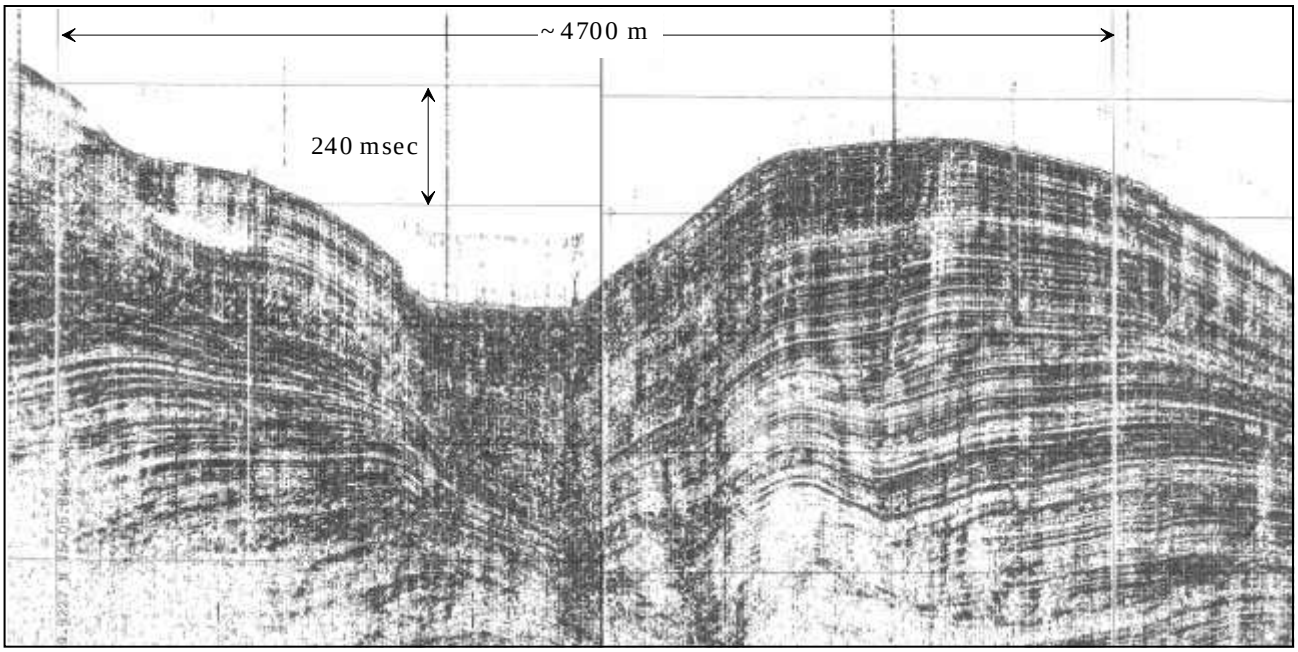


Figura 62 – Sezione sismica TOPAS del canale "*a"*; notare il contrasto tra le facies acustiche del letto e degli argini.

indicare sedimenti più pelitici (fig.62).
L'area della piana batiale compresa tra i due suddetti canali rivela, alla luce dei profili sismici che l'attraversano, differenti canali poco visibili con i dati multibeam; canali per i quali era stata ipotizzata

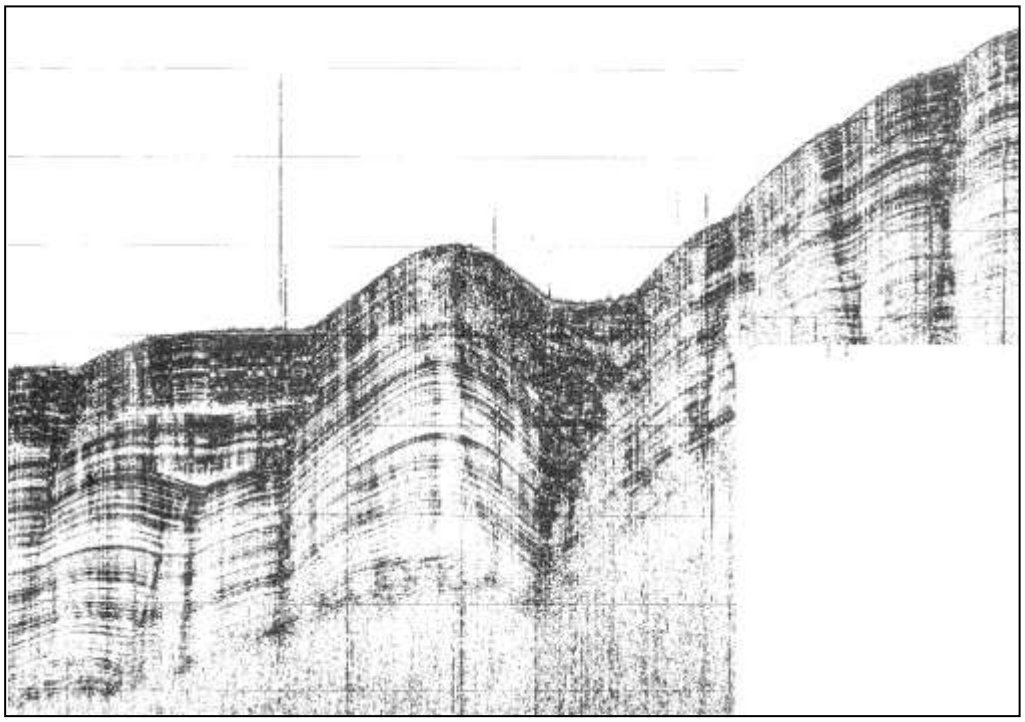


Figura 63 – Morfologie relitte nell'area di piana messe in luce dalla sismica.

una natura di struttura relitta che in alcuni casi viene confermata dalla morfologia spianata degli argini e dal parziale riempimento (fig.63).

2.5.5 DEPRESSIONI ALLUNGATE

Il fondale coperto dalle morfologie allungate "*DepE*" e "*DepW*" che si incontrano nell'area di piana batiale appare estremamente articolato anche nei profili sismici. Le depressioni allungate presentano sempre una sezione ad U; i fianchi sono caratterizzati da una facies stratificata divergente la cui struttura appare del tutto simile a quella mostrata dagli argini dei canali veri e propri mentre non sempre il fondo della singola depressione mostra la facies caotica caratteristica dei depositi di fondo dei canali (fig.64). Spesso si incontrano strutture analoghe sepolte a profondità variabili fino ad un massimo di circa 70 msec (circa 50 m) e completamente obliterate dalla successiva sedimentazione.

2.5.6 CANYON DI AGUJA

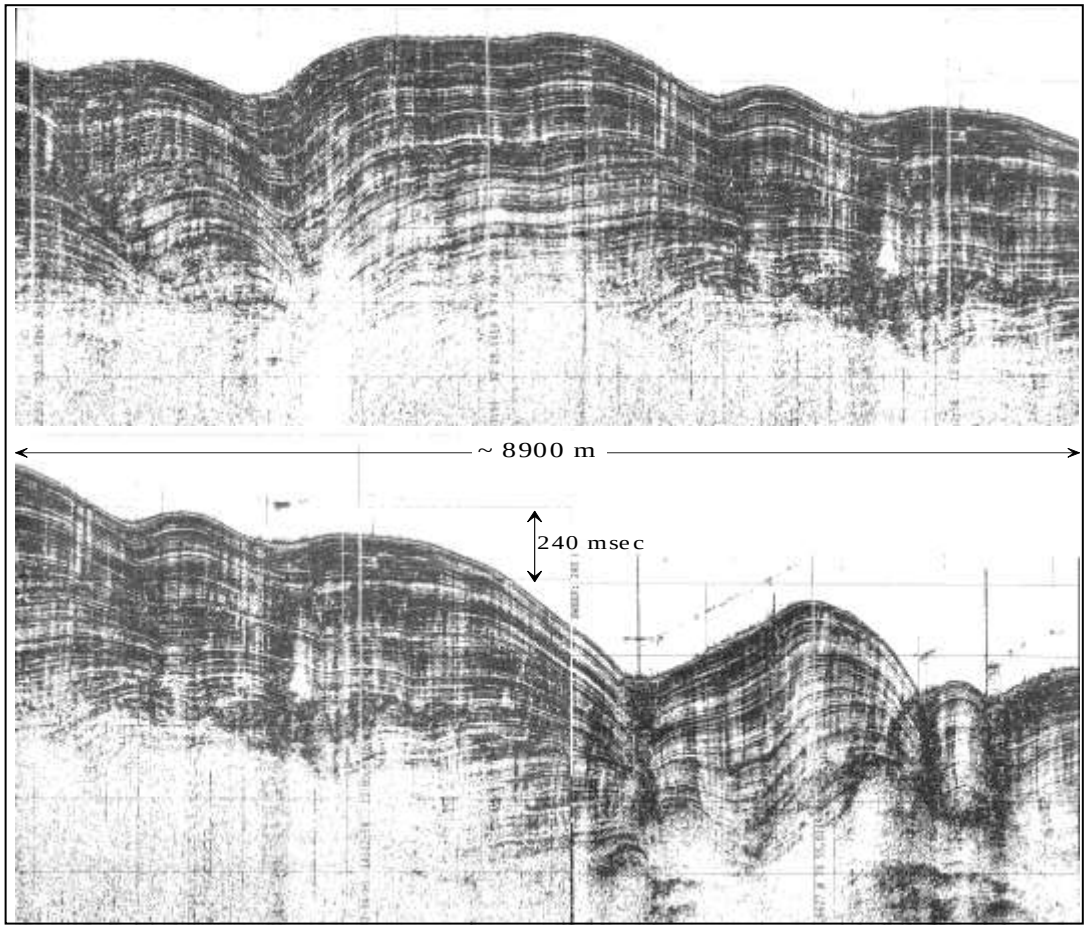


Figura 64 – Area di piana: morfologia movimentata dalla presenza delle depressioni allungate; notare la presenza delle medesime strutture sepolte dalla successiva sedimentazione.

Il canyon di Aguja viene attraversato solo marginalmente dalla linea sismica n°*11a* lungo la quale operavano simultaneamente sia il TOPAS che l'AIRGUN.

La linea attraversa la porzione batimetricamente meno elevata delle conche *1* e *2*, rivelando la loro natura di probabili slump dal momento che la stratificazione circostante appare interrotta bruscamente in corrispondenza di tali morfologie. In particolare è interessante notare come la maggior penetrazione dei profili AIRGUN mostri la reale natura di alcune delle rotture di pendio all'interno della *conca 1*; nel settore occidentale di questa è chiaramente identificabile una serie di riflettori rettilinei che influenzano la morfologia del fondale costituendo un pacco di strati meno erodibili che danno luogo ad un "terrazzo" (par.2.3.1).

Si noti la fitta stratificazione di natura torbiditica del fronte retrostante nella quale il canyon di Aguja ha inciso il proprio tracciato (fig.65A-B).

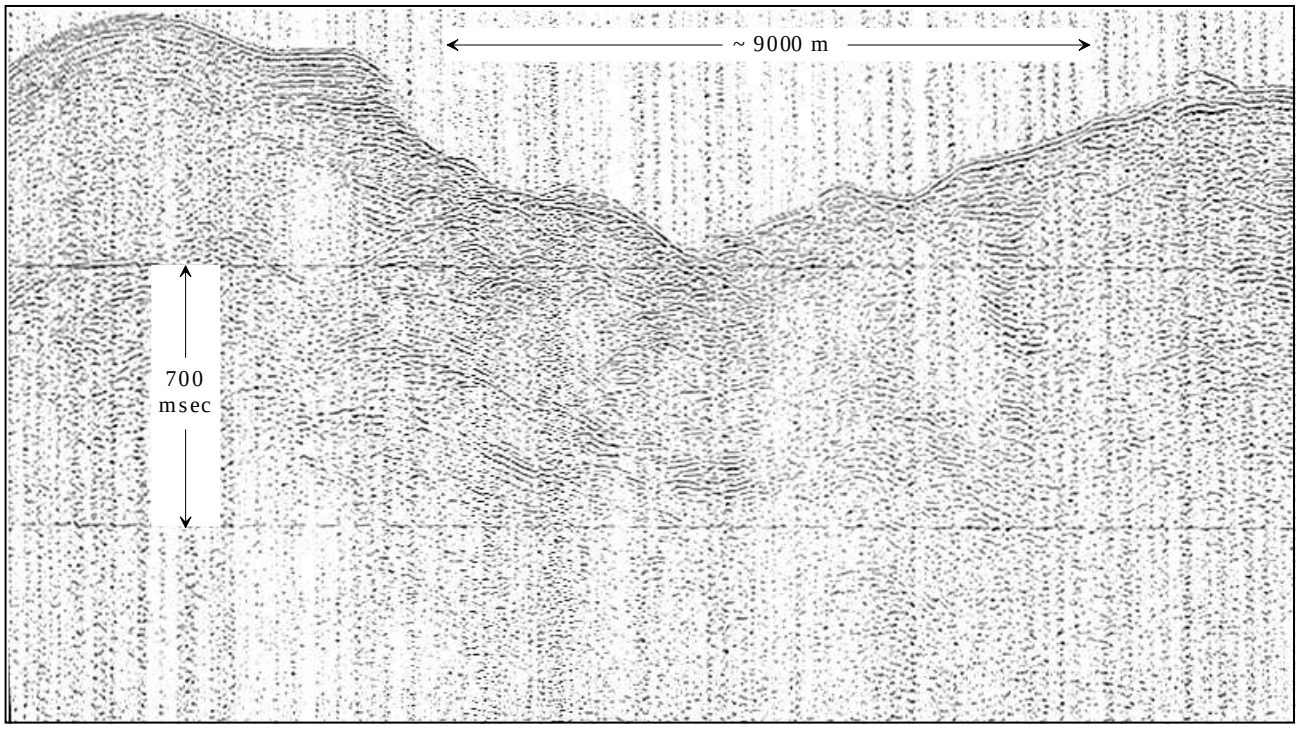


Figura 65 A – Sezione AIRGUN attraverso la *conca 1* (canyon di Aguja); la quota minima all'interno della conca è circa -2200 m; notare la maggiore penetrazione delle onde acustiche rispetto ai profili TOPAS e la fitta stratificazione di natura torbiditica che interessa i depositi incisi dal canyon.

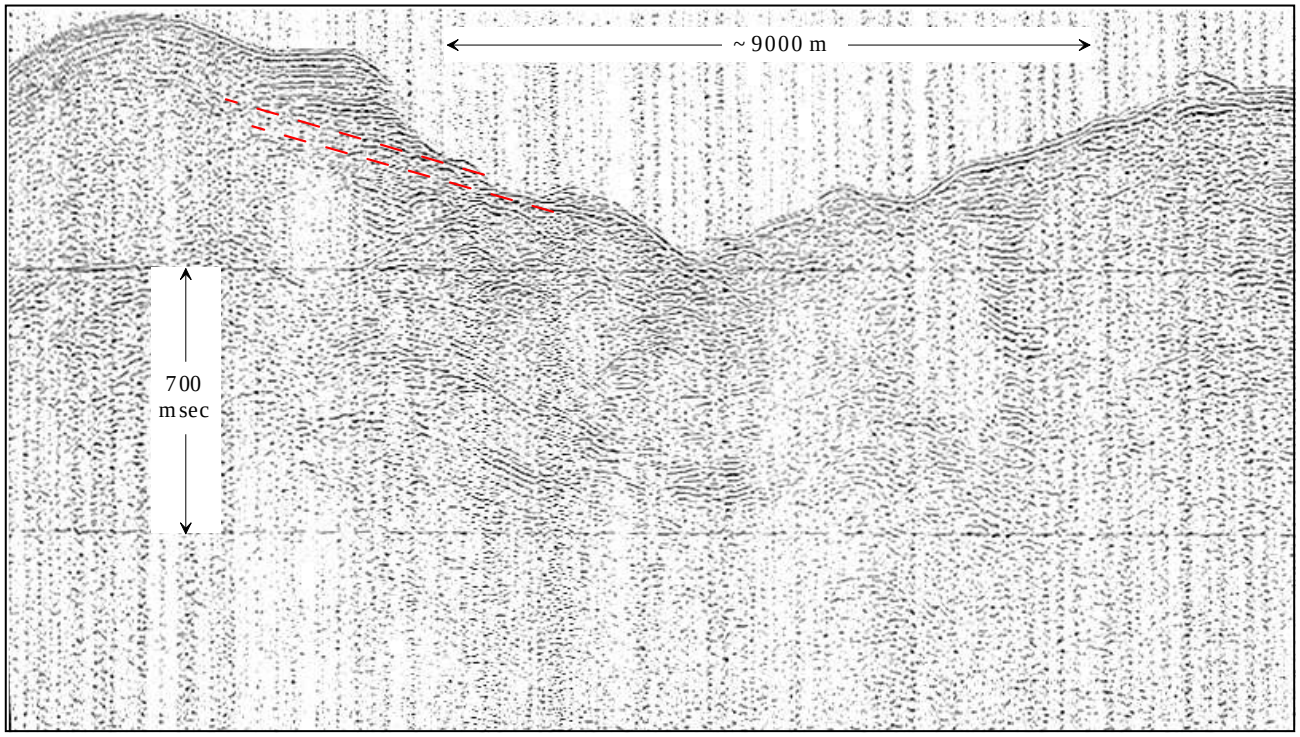


Figura 65 B – I riflettori rettilinei sul lato occidentale della *conca 1* (sinistra del profilo, in rosso) sono espressione di un livello meno erodibile la cui morfologia è bene evidente bene anche in pianta (par.2.3.1).

CAPITOLO 3
RIEPILOGO
E
CONCLUSIONI

3.1 MOVIMENTI VERTICALI

Le analisi eseguite hanno messo in luce una forte attività tettonica dell'area le cui interazioni con la sedimentazione producono morfologie particolari.

Un fenomeno di sollevamento deve essere invocato per spiegare l'avulsione del tratto terminale del cosiddetto *canyon v1-v15* [32] (fig.66); l'innalzamento del settore a NW della *dorsale esterna* ha evidentemente indotto un fenomeno di avulsione del canale, con i flussi che si sono spostati oltre l'argine destro del suddetto canyon, con andamento parallelo alla precedente (SW-NE) ma circa 80 m più in basso.

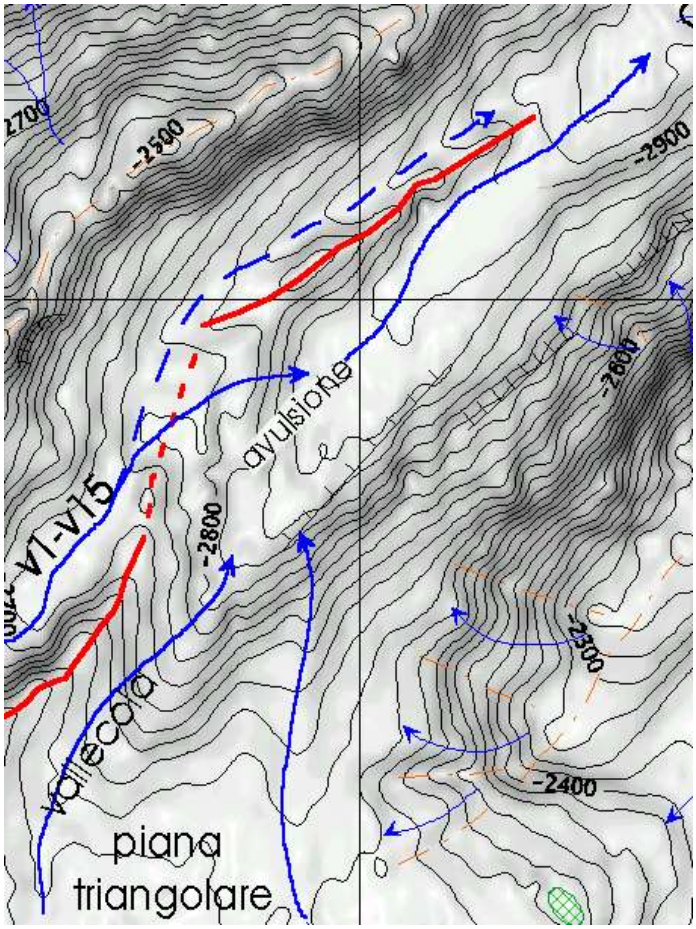


Figura 66 – Avulsione del tratto terminale del canyon v1-v15 (eq. 25 m).

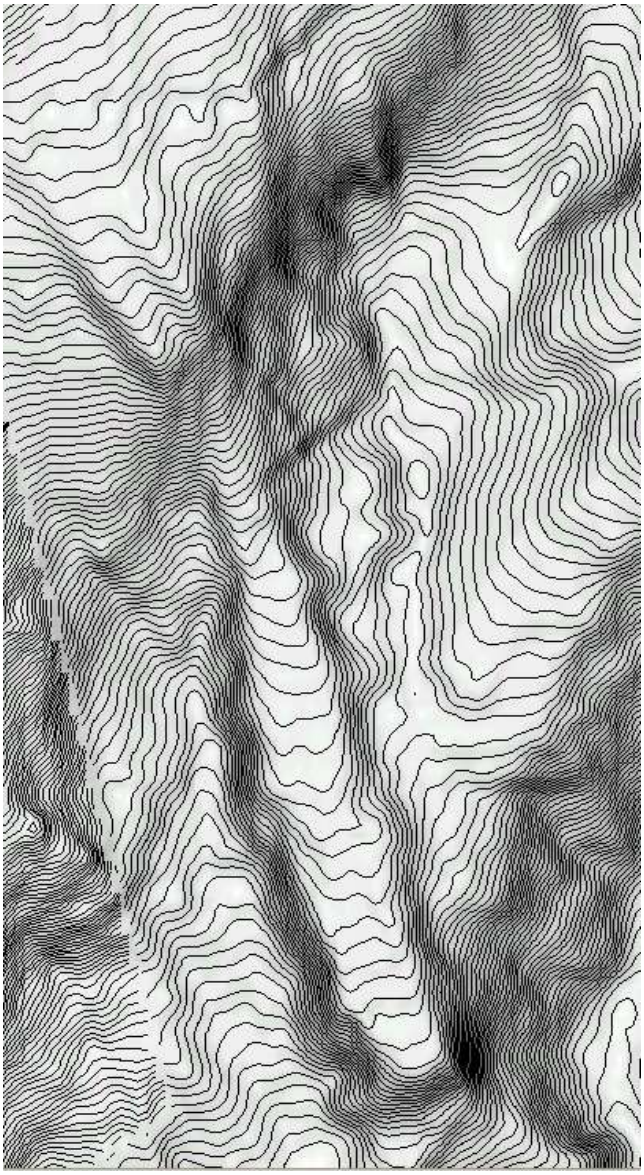
In corrispondenza della terminazione nordorientale della *valle interna* sono presenti due situazioni morfologiche la cui natura potrebbe far ipotizzare un forte sollevamento regionale (fig.67). La più evidente delle due è costituita dall'incisione *g3-g8*; la sua rettilineità e soprattutto il suo brusco approfondimento in corrispondenza dei 2600 m di profondità fanno pensare (anche alla luce degli alti gradienti riscontrati) ad un fenomeno di erosione retrogressiva innescatosi per riequilibrare la differenza di quota tra *valle interna* e piana antistante; dislivello che potrebbe essersi creato in seguito ad un sollevamento della *valle interna*.

Anche se la mancanza di dati e la ridotta estensione non consentono un'analisi approfondita è ipotizzabile l'influenza di un forte sollevamento e ripresa dell'erosione verso "monte" anche nel caso del *canyon 01-07* con un manifesto approfondimento (fig.68) nel breve tratto (circa 13 km) a ridosso del *fronte retrostante* con un dislivello tra fianchi e letto di circa 170 m.

Un ulteriore conferma di un forte sollevamento regionale è rappresentata dal *canyon di Aguja* che, come già analizzato approfonditamente nel paragrafo 2.3.6, presenta un manifesto fenomeno di ringiovanimento che avrebbe trasformato un canale meandriforme in un canyon erosivo. Tale sollevamento di grande entità (il canyon di Aguja è profondo oltre 1000 m) potrebbe essere imputato almeno in minima parte al sollevamento subito a terra dal retrostante massiccio di *Santa Marta* (figg.69-70).

Una diversa evidenza di movimenti verticali è costituita dalla presenza di conche chiuse che, in un'area ad alti tassi di sedimentazione e con grandi fenomeni di instabilità, possono essere giustificati solo da una forte subsidenza localizzata.

Nel caso della *piana chiusa* ad esempio, un debris-flow rilevato sismicamente giace al di sopra di uno più antico; non solo, ma l'osservazione della stessa sezione (fig.58) oltre che della batimetria rivela una evidente asimmetria morfologica: le quote più basse appaiono a ridosso della *dorsale interna* rendendo la piana leggermente inclinata in tale direzione; si tratta di frazioni di grado che determinano una pendenza impercettibile ma tuttavia esistente.



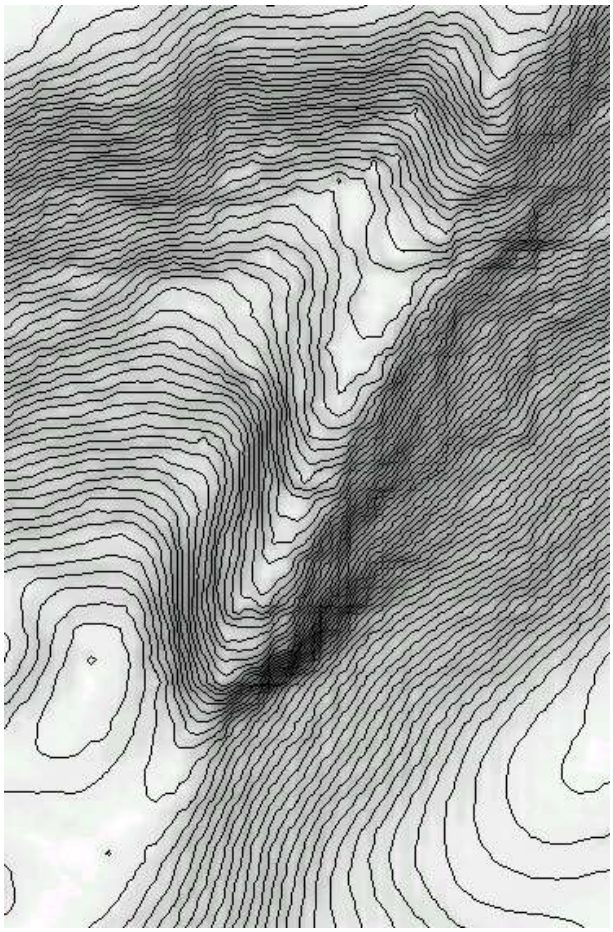


Figura 67 (in alto) – Particolare della fig.35; tratto *g3-g8*. Anche l'osservazione della semplice batimetria (qui con equidistanza di 15 m) mostra il brusco contrasto di pendenza (toni di grigio più scuri) rispetto al tratto terminale della valle interna. Notare la linearità dell'incisione (il lato lungo del quadro è 8 km).

Figura 68 (a sinistra) – Incisione del canyon 01-07; equidistanza 10 m (il lato lungo del quadro è 15 km circa).

I predetti caratteri ed un confronto con il profilo sismico di figura 58 fanno ipotizzare che si possa trattare di un bacino di *piggy-back* in via di formazione alle spalle di un thrust che si sta sollevando e la cui debole espressione morfologica è per ora rappresentata dal blando lineamento definito come *terza dorsale* (fig.76B).

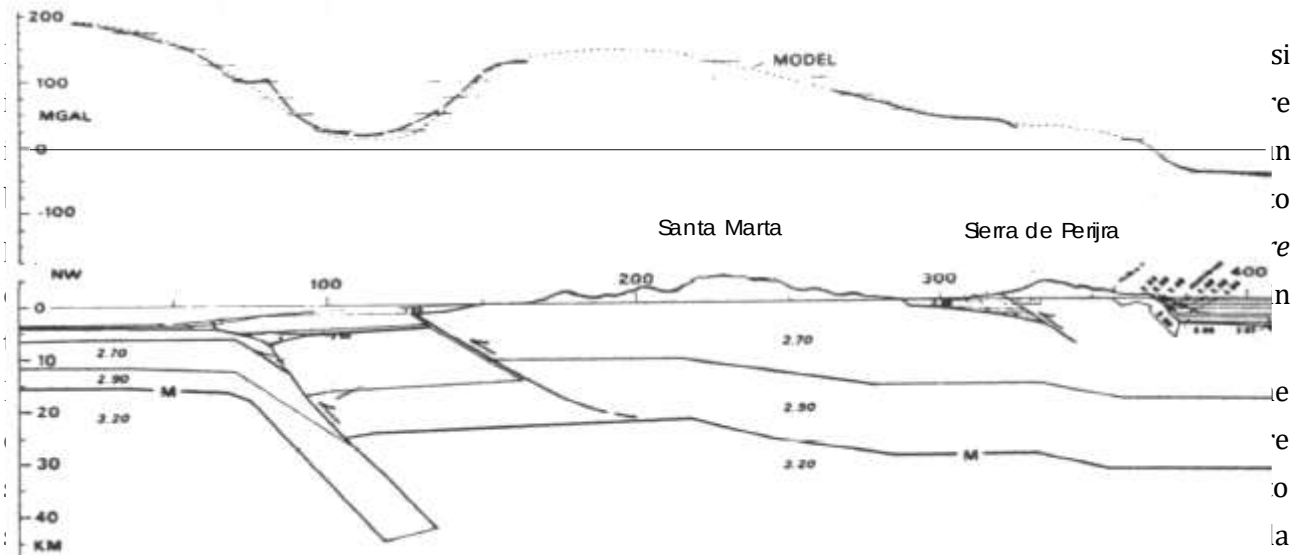


Figura 69 – Sezione NW-SE tra il bacino della Colombia ed il bacino di Maracaibo. Esagerazione verticale 2:1 (da Kellogg e Bonini, 1982, modificato).

si
·e
n
o
·e
n
e
·e
o
a
è

ospitato sul *fronte retrostante* (fig.57); esso mostra chiaramente una serie di fenomeni di debris-flow succedutisi nel tempo per uno spessore di almeno 80 msec.

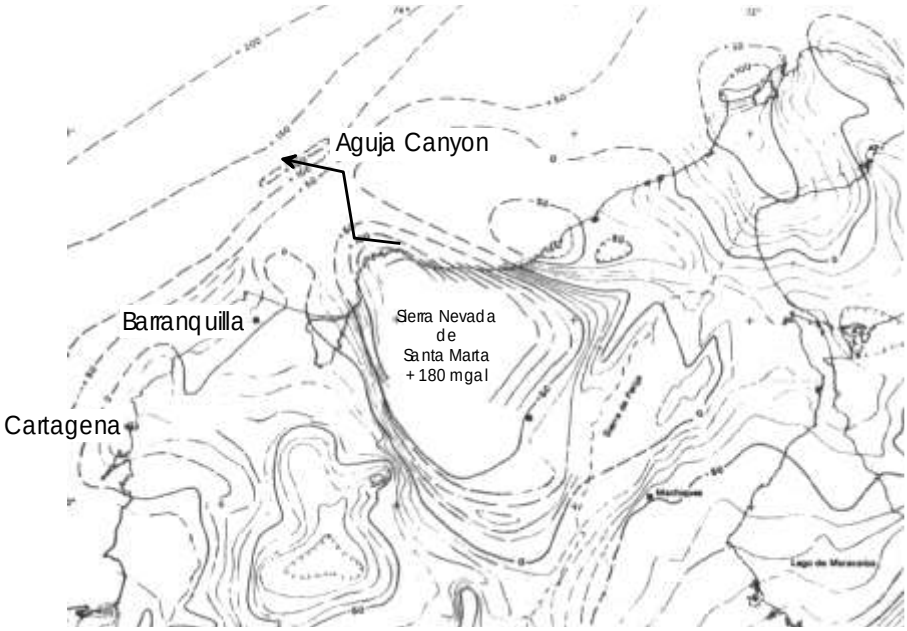


Figura 70 – Carta delle anomalie di Bouguer per il Venezuela occidentale e la Colombia nordorientale (da Kellogg e Bonini, 1982, modificato).

La figura 71 riassume schematicamente i caratteri appena descritti che fanno ipotizzare una grande interazione tettonica - sedimentazione.

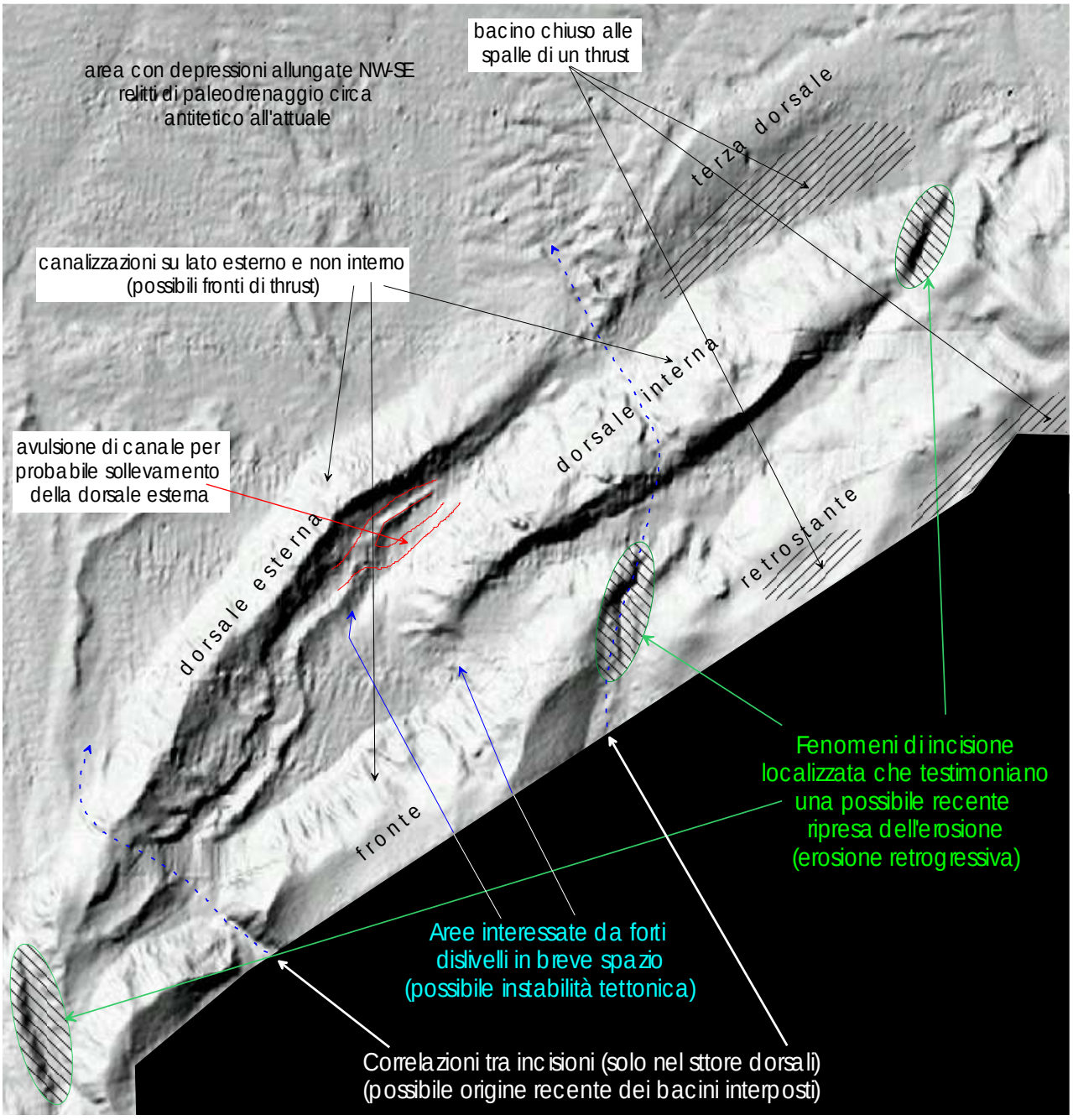


Figura 71 – Rappresentazione schematica degli indizi morfologici alcuni dei quali potenzialmente legati ad una attività tettonica.

3.2 POSSIBILI CONNESSIONI TRA LINEE DI DRENAGGIO

Un elemento che risalta analizzando il settore delle dorsali a scala maggiore riguarda la corrispondenza di talune morfologie vallive tra una dorsale e l'altra.

La più palese di tali corrispondenze si ha tra il *canyon f1-f11* sul fronte retrostante e l'incisione *c9* che sembrerebbe la sua prosecuzione sulla *dorsale interna* al di là della *valle interna*: (fig.71). La stessa incisione *c9* mostra un accenno di prosecuzione (piuttosto frammentario ma tuttavia visibile) nella piana antistante per circa 12-13 km (par.2.4.14 e figg. 44 e 50). Il fatto che l'incisione *c9* sia ben delineata e di larghezza costante fin dalle quote maggiori della *dorsale interna* e che discenda lungo il versante esterno di questa (mentre il versante interno non presenta la benchè minima traccia di flussi) fa escludere che tale incisione nasca pressoché dal "nulla" sulla cresta di una dorsale a circa 700 m di quota al di sopra della sottostante piana e con una larghezza (circa 3,5 km) ed una definizione degli argini che sono propri di canali di una certa importanza; a tutto ciò si aggiunga che non è presente alcuna fonte apparente di alimentazione (fig.72). Il lineamento potrebbe dunque essere interpretato come una forma scavatasi prima della strutturazione delle dorsali che potrebbe essere rimasto relitto sul versante esterno della dorsale (dove eventualmente potrebbe convogliare prodotti di instabilità gravitativa) mentre sarebbe stato obliterato nei versanti interni e nelle valli a causa degli alti tassi di sedimentazione.

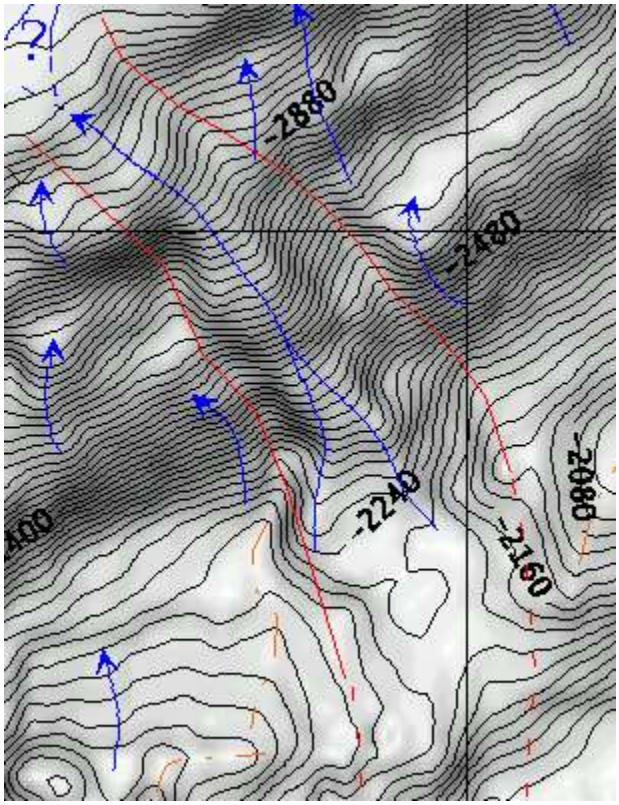


Figura 72 – Incisione c9 nel tratto sulla dorsale interna.

È possibile ipotizzare una simile corrispondenza anche tra il *canyon v011-v017* e l'incisione *c3* presente sul versante esterno della *dorsale esterna* (fig.71). L'incisione *c3* è di dimensioni minori rispetto alla *c9* ma anche il *canyon v011-v017* è di dimensioni inferiori al *canyon f1-f11*.

3.3 DIREZIONI PREFERENZIALI DI DRENAGGIO

Nella zona di piana batiale non ancora coinvolta dalla deformazione del prisma di accrezione si osservano almeno due principali direttrici di drenaggio sovrapposte, la più antica drena verso NW mentre i canali attualmente attivi drenano preferenzialmente verso NE (figg.53 e 73).

Le testimonianze del reticolo più antico sono date da un gran numero di depressioni allungate in direzione NW-SE le cui dimensioni sono simili a quelle dei canali attuali (par.2.4.16). La direzione NW-SE è circa perpendicolare alla pendenza regionale dell'attuale fondo marino (in quest'area NNW-SSE).

Una possibile causa del fenomeno potrebbe essere l'effetto di correnti di fondo di cui esistono evidenze di attività di un sistema di canali meandriformi (Ercilla et alii, in stampa). Le correnti, fluendo parallelamente alle isobate potrebbero obliterare i tratti di paleocanali non orientati parallelamente ad esse e preservare o addirittura approfondire solo i tratti di canali orientati NW-SE. Addirittura le correnti stesse potrebbero essere responsabili dell'erosione del fondo con formazione di depressioni allungate.

Tuttavia alcuni tratti di canale con direzione SW-NE appaiono tuttora attivi, forse ringiovaniti da un fenomeno di approfondimento imputabile al sollevamento dell'area; queste testimonianze sono costituite dallo sbocco del *canyon di Aguja* e dal *canyon 01-07* ambedue orientati circa verso NW. In corrispondenza del loro sbocco nella piana batiale i relativi canali (rispettivamente il canale principale sulla *conoide di Aguja* ed il *canale 08-010*) mostrano, dopo aver curvato ad ampio raggio, di allinearsi all'attuale direzione di drenaggio verso NE.

Le considerazioni appena svolte indeboliscono l'ipotesi di una natura delle depressioni NW-SE come prodotto della rielaborazione di un reticolo meandriforme da parte delle correnti di fondo in quanto esistono evidenze di un paleodrenaggio effettivamente orientato SE-NW.

Se dunque il paleodrenaggio era effettivamente verso NW questo era verosimilmente il gradiente regionale precedente alla tettonizzazione dell'area che attualmente mostra una direzione NE-SW; la stessa attività tettonica avrebbe potuto tagliare le fonti di alimentazione del paleodrenaggio lasciando privi di apporti i canali di cui oggi rimangono traccia le depressioni allungate SE-NW. Le correnti di fondo potrebbero aver aiutato a mantenere alcune delle morfologie canalizzate.

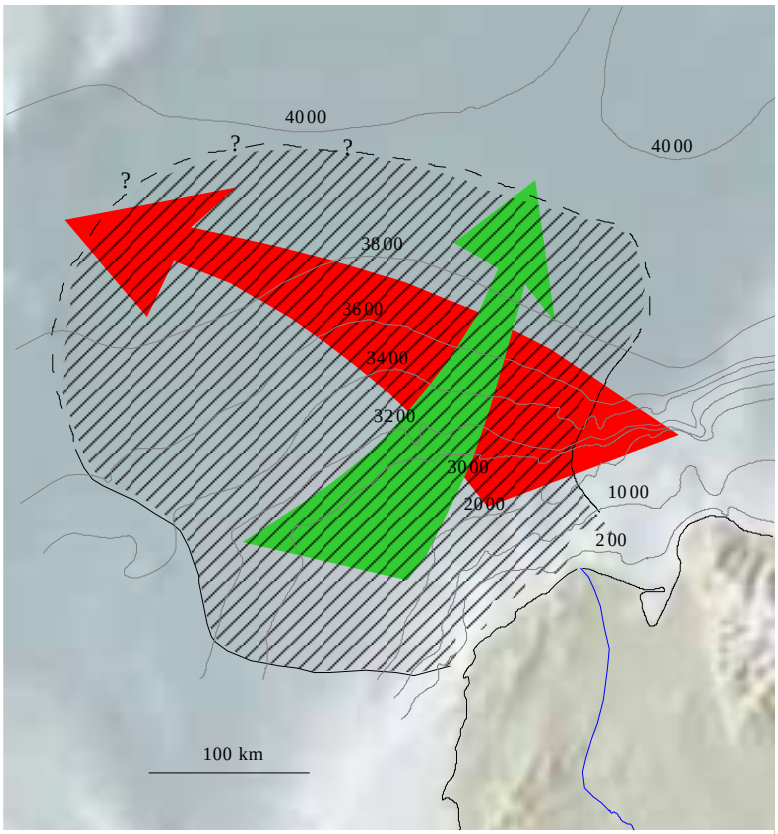


Figura 73 – Direzioni di paleodrenaggio (in rosso) e drenaggio attuale (in verde) riscontrate nell'area di studio (limiti della conoide e batimetria da Kolla e Buffler, 1984; Base map: PCL Map Collection, università del Texas).

3.4 MODELLI STRUTTURALI

Alla luce degli indizi e delle parziali ipotesi avanzate nei precedenti paragrafi è ora possibile tentare di inquadrare ciò che è stato osservato in uno o più modelli per interpretare l'area in chiave strutturale.

Già F.P.Shepard (1973) interpreta i principali lineamenti dell'area (specialmente le dorsali) come dovute all'attività tettonica agente nel margine compressivo sudcaraibico (par.1.3).

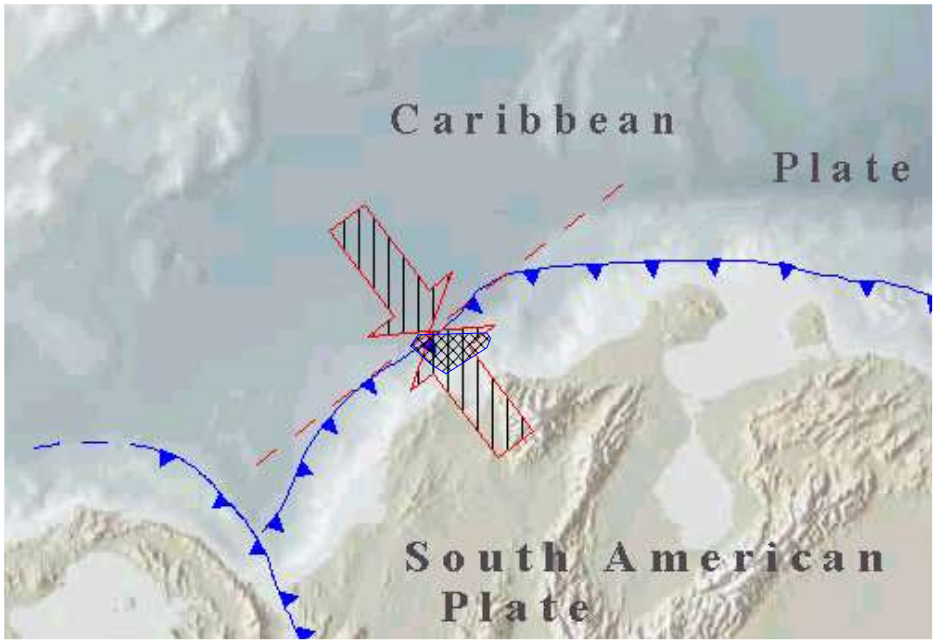


Figura 74 – Ipotetica dinamica tra la placca sudamericana e quella caraibica in cui l'unica componente è compressiva; la retinatura azzurra copre l'area di studio (Base map: PCL Map Collection, università del Texas).

Il modello cinematico più semplice che si può ipotizzare è di una compressione semplice, normale al limite tra le due placche come mostrato schematicamente in figura 74. La struttura classica di un margine di questo tipo è un assetto tettonico a fold e thrust come quella illustrata nelle figg. 75-76A.

In quest'ottica le dorsali ed il loro supposto movimento verticale positivo (par.3.1.1) potrebbero essere interpretate come scaglie del prisma di accrezione embricate dalla compressione mentre i bacini interposti tra le dorsali con evidenze di forte subsidenza andrebbero interpretati come bacini di *piggy-back* (fig.76B).

Via via che ci si sposta verso l'avampaese le scaglie divengono più antiche; le prime ad embricarsi si trovano strutturalmente più in alto rispetto a quelle più giovani ed è forse così interpretabile il motivo per cui la *valle interna* e la *piana triangolare* si trovano ad una quota superiore rispetto alla *piana chiusa* e la *terza dorsale* (la più giovane) è appena accennata al fronte del prisma di accrezione.

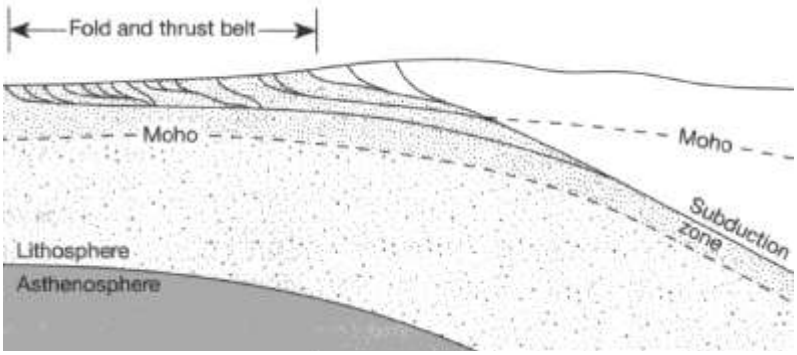


Figura 75 – Nel primo modello preso in considerazione si suppone che agisca esclusivamente una componente compressiva perpendicolare al virtuale limite tra le placche (da Twiss e Moores, 1992).

In realtà la cinematica del margine di placca potrebbe essere più complicato, per esempio a causa del fatto che la convergenza lungo il margine sudcaraibico tra le due placche caraibica e sudamericana non

è puramente compressiva ma transpressiva (par.1.2.3 e fig.10), con una componente trascorrente destra preponderante. La trascorrenza destra potrebbe rendere conto del fatto che a grande scala le strutture principali appaiono arcuate (fig.77).

Un'altra conseguenza della forte componente trascorrente all'incontro all'incontro delle due placche potrebbe essere l'evidenza di geometrie complesse e fenomeni forse dovuti a distensione. Questi, specie nel caso che il piano di scorrimento a grande scala non sia piano ma abbia un andamento sinuoso (come di norma avviene, fig.78), produrrebbero l'apertura di bacini di *pull-apart* e l'edificazione di alti e bassi strutturali di forma lenticolare con strutture complesse quali quelle riportate in figura 79.

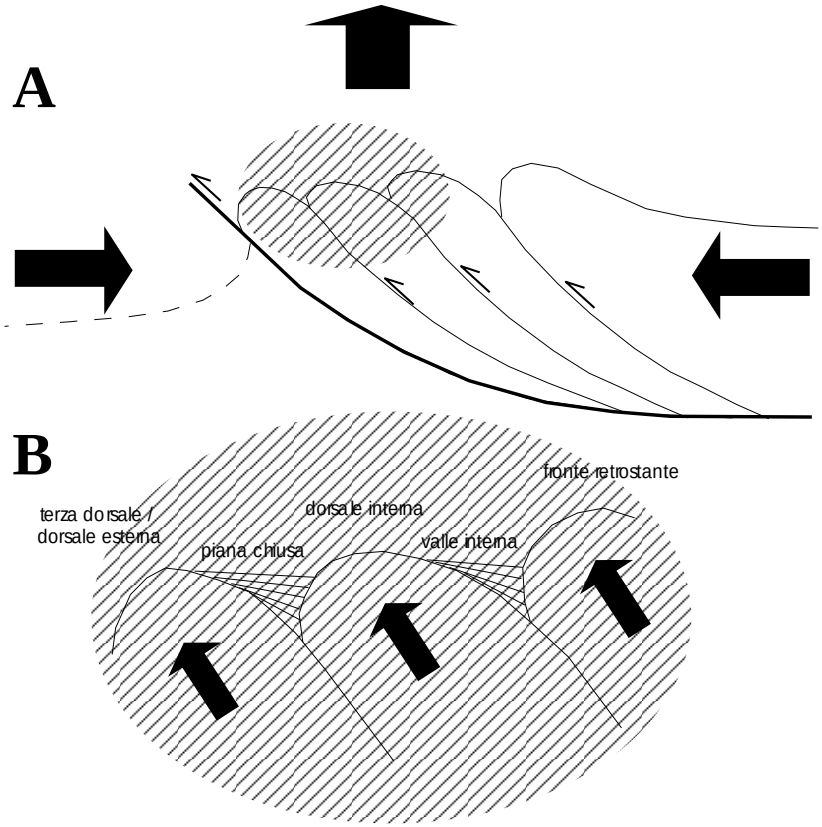


Figura 76 – **A**: il modello interpreta i lineamenti delle dorsali come scaglie del fronte di sovrascorrimento. **B**: alcuni dei bacini chiusi presenti nella zona delle dorsali possono essere di conseguenza interpretati come bacini di *piggy-back*.

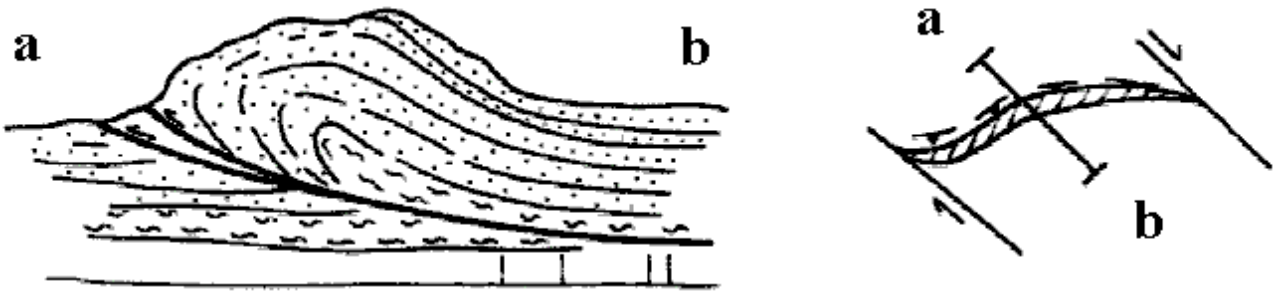


Figura 77 – Thrust associati a tettonica trascorrente: anche una dinamica transpressiva nello scontro tra le placche ha lo stesso risultato del modello semplicemente compressivo visto in precedenza. Possono inoltre essere interpretate le strutture arcuate, che caratterizzano i fronti del sovrascorrimento, riscontrate nel settore delle dorsali (da Boccaletti e Tortorici, 1987, modificato).

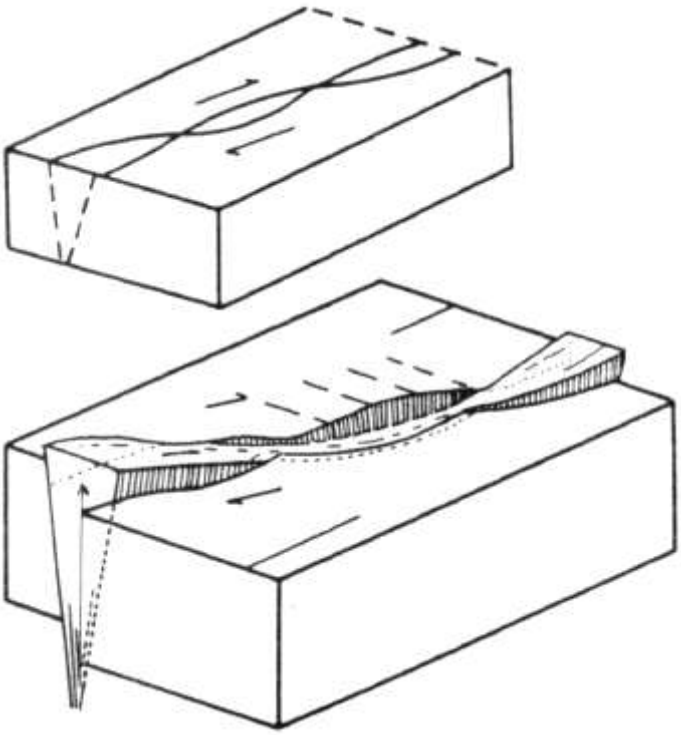


Figura 78 – Esemplificazione del fatto che un piano ondulato caratterizzato da trascorrenza (in questo caso destra) può dar luogo ad un allineamento di alti e bassi strutturali di forma lenticolare (da Kingma, 1958 *in* Boccaletti e Tortorici, 1987).

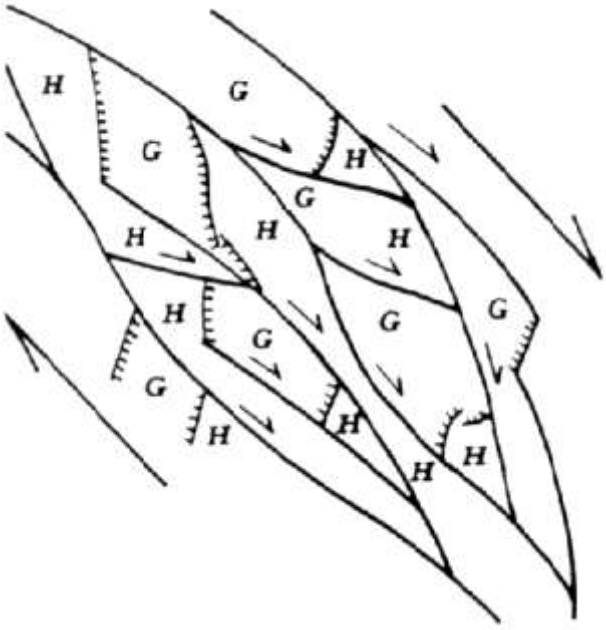


Figura 79 – "Complicazione" del precedente modello in seguito alla presenza di un reticolo di faglie anastomizzate. Si creeranno cunei di compressione e zone di distensione in funzione della convergenza o della divergenza dei vari segmenti di faglia (da Crowell, 1974 *in* Boccaletti Tortorici, 1987).

Le figure 80 e 81 mostrano due segmenti di profili AIRGUN in corrispondenza del prisma di accrezione; anche se le tracce sono sempre oblique rispetto alle strutture, in ambedue è possibile riconoscere alcuni orizzonti sismici vergenti verso il prisma che mostrano un aumento di pendenza con la profondità (giacitura *off-lap*); il fenomeno è interpretabile in accordo con lo schema rappresentato in figura 76B che vede le dorsali come espressione dei thrust più giovani del prisma di accrezione e i bacini interposti come bacini di *piggy-back*.

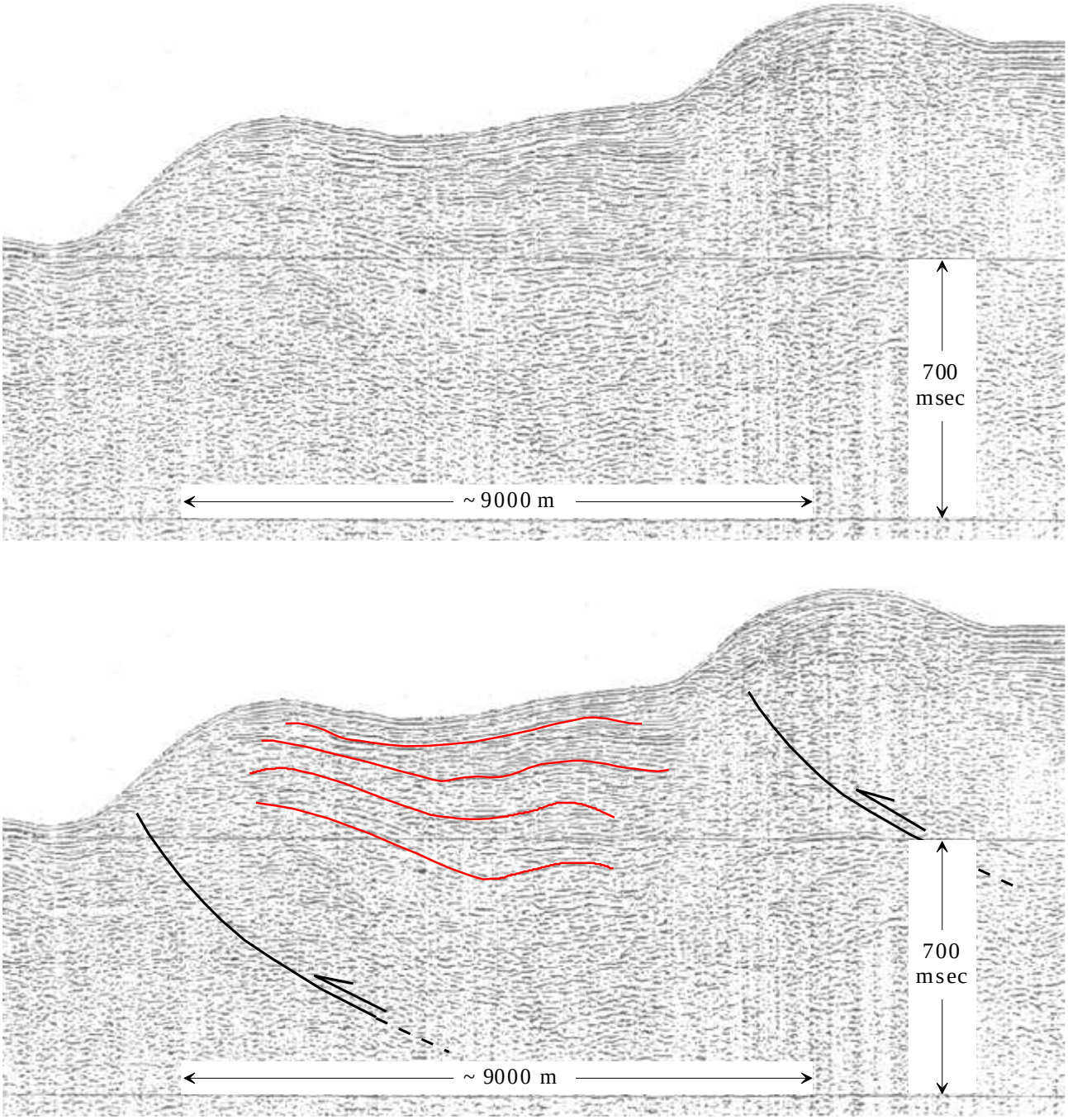


Figura 80 – Profilo AIRGUN, (linea 11a, orientamento E-W) che attraversa il *fronte retrostante* circa all'altezza del *canyon di Aguja* obliquamente alle strutture. E' messa in evidenza una giacitura *off-lap.*

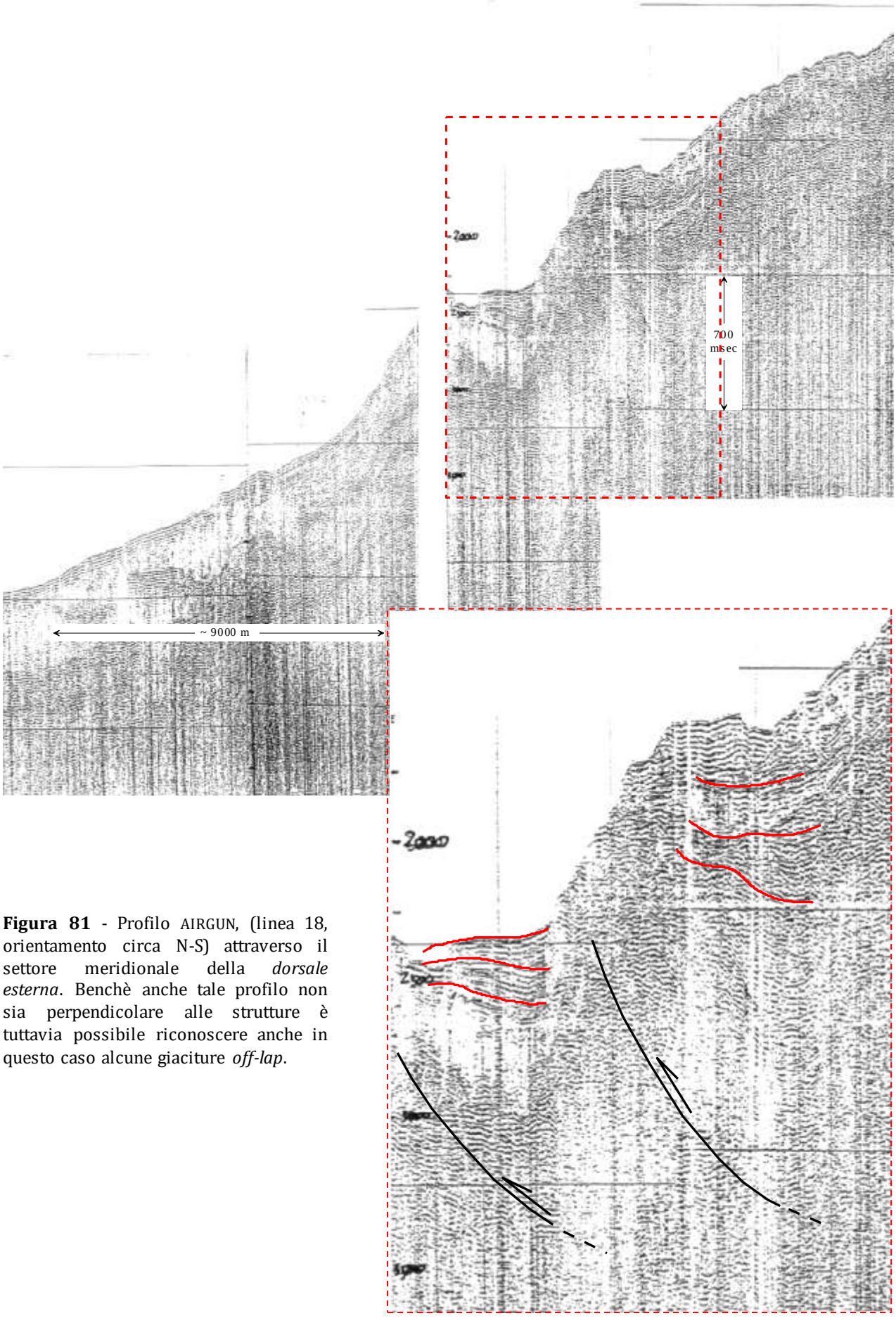


Figura 81 - Profilo AIRGUN, (linea 18, orientamento circa N-S) attraverso il settore meridionale della *dorsale esterna*. Benchè anche tale profilo non sia perpendicolare alle strutture è tuttavia possibile riconoscere anche in questo caso alcune giaciture *off-lap*.

3.5 CONCLUSIONI

I risultati dell'analisi di dettaglio dei dati multibeam e dell'analisi speditiva dei dati di sismica superficiale e profonda per il settore orientale della conoide torbiditica del Fiume Magdalena indicano una certa complessità nell'evoluzione dell'intera area; tettonica e sedimentazione risultano strettamente legate tra loro.

I dati sismici e di riflettività del fondo (oltre a diversi riferimenti in letteratura) rivelano una forte attività di trasporto all'interno dei canyon che attraversano le aree, morfologicamente più evidenti, del *fronte retrostante* e delle *dorsali*. Gli stessi materiali allo sbocco nell'area di piana vengono distribuiti da un esteso sistema di canali la cui direzione di drenaggio è variata nel tempo.

A tale tipo di sedimentazione "ordinata" si contrappone una sedimentazione "disordinata", in forma di potenti flussi di massa che interessano sia alcuni bacini chiusi del *fronte retrostante* che vaste aree di piana.

Le spinte esercitate dall'interazione tra le due placche ha portato nel tempo all'avanzamento del prisma di accrezione nord colombiano fin nell'area dell'odierna conoide torbiditica del Magdalena che si è ritrovata investita dalla deformazione e sembra aver reagito sviluppando una serie di lineamenti interpretati in questo lavoro come fronti di possibili thrust alternati a bassi strutturali che fungono da trappole per il sedimento.

Conseguenza diretta di tale sviluppo è un generalizzato sollevamento dell'area; questo a sua volta ha indotto una serie di modificazioni nella dinamica della sedimentazione.

Vi è stata infatti una ripresa dell'erosione, in corrispondenza di alcuni canyon (*f1-f11*), di alcuni "imbuti" naturali ("*vallecola"* al vertice settentrionale della *piana triangolare* e terminazione *g3-g8* della *valle interna*) e di alcune incisioni (*r9*); erosione che agisce in maniera regressiva. E' probabile che un fenomeno analogo sia anche alla base delle numerose incisioni, alcune delle quali piuttosto scavate, ospitate sui versanti esterni delle dorsali e del *fronte retrostante*, anche se non è stato possibile spiegare la loro sistematica assenza sui versanti interni.

Si sono verificati fenomeni di avulsione di tratti di canyon "richiamati" verso tracciati a minore energia potenziale; si pensi al tratto terminale del *canyon v1-v15* che sembra avere subito un fenomeno straordinariamente simile a quello che in ambiente subaereo viene definito di "cattura fluviale".

Vi è stata la dissezione, assai probabile, di alcune linee di drenaggio che sono rimaste abbandonate in quanto "recise" nel vero senso del termine dall'innalzamento delle dorsali; si pensi alla supposta connessione tra il *canyon f1-f11* l'incisione *c9* e la prosecuzione di questa nella piana, linea di drenaggio interrotta sia dalla dorsale esterna che da quella interna.

Vi è stata la deviazione di flussi torbiditici parallelamente ai lineamenti che andavano sollevandosi; il *canyon v1-v15*, vincolato a scorrere verso NE, ne è l'esempio più palese, esso infatti ha origine dai flussi provenienti dal *canyon v012-v017* orientato in direzione antitetica SE-NW.

Discorso a parte merita il lungo *canyon di Aguja* (circa 90 km), che nasce poco al largo dell'imponente massiccio cristallino di *Santa Marta*, essendo svincolato dall'alimentazione del Magdalena. Il canyon mostra un andamento meandriforme e contemporaneamente una struttura fortemente erosiva: esso ha infatti inciso le torbiditi che costituiscono i versanti entro cui scorre per uno spessore che

raggiunge in alcuni punti 1300 m; i versanti sono attualmente sede di enormi fenomeni di slump e di incisione lineare.
Tale carattere è testimone di un evidente fenomeno di ringiovanimento ascrivibile, almeno in parte, al sollevamento del massiccio costiero di *Santa Marta* (figg.68-69) che risulta fuori equilibrio isostatico e presenta un'anomalia gravimetrica positiva, rispetto ai circostanti bacini, di ben 180 mgal.

Le unità geologiche affioranti sulla terraferma, che hanno permesso a Duque-Caro (1978, 1984) di ricostruire l'evoluzione del prisma di accrezione nord colombiano, consentono di collocare il sistema deposizionale oggetto di questa Tesi nel medesimo contesto strutturale/geodinamico.
Nella Colombia nordorientale due catene parallele alla costa, *San Jacinto* e *Sinu belt* (figg.13-14) sono state edificate rispettivamente nell'Eocene e nel Mio-Pliocene e sono costituite in massima parte da materiali torbiditici tettonizzati rispettivamente in età tardo cretacica e miocenica (par.1.3).
Kolla et alii (1984), basandosi su dati sismici profondi; attribuiscono alle tre unità torbiditiche più recenti della serie giacente sopra il basamento di crosta oceanica (fig.21) un'età compresa tra il Pliocene e l'attuale (par.1.9).
In questo quadro quindi i lineamenti delle *dorsali* e del *fronte retrostante* possono essere interpretati come le scaglie del prisma di accrezione nord colombiano attualmente in via di formazione, il cui smantellamento produce le torbiditi dell'attuale conoide del Magdalena (fig.82).
Dunque, i materiali torbiditici sedimentati tra il Pliocene e l'attuale nell'area della conoide del Magdalena vengono ripresi in carico dall'erosione indotta dalla deformazione in atto; questi vengono ridistribuiti nel bacino delle Colombia dal sistema di canali della piana in una sorta di "ricircolo" sedimentario secondo il quale i materiali erosi e sedimentati a suo tempo vengono deformati, rierosi e risedimentati.

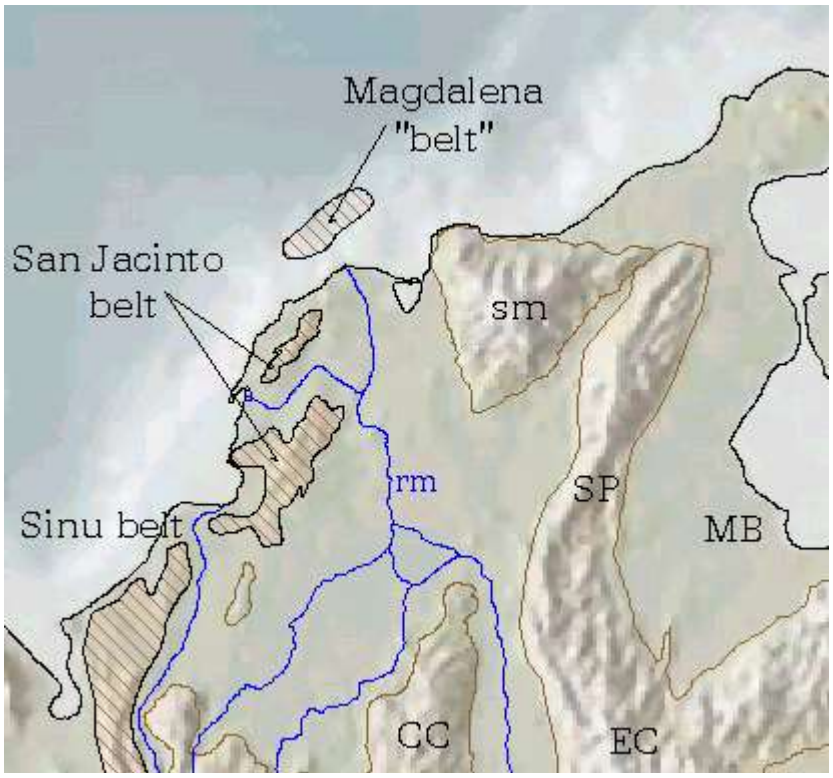


Figura 82 – Ipotetico sviluppo futuro del prisma di accrezione nord colombiano alla luce dei dati sulla terraferma (Duque-Caro, 1978, 1984) ed a mare (campagna del BIO Hesperides relativa a questo studio) (Base map: PCL Map Collection, università del Texas). **CC** – cordigliera centrale; **EC** – cordigliera orientale; **SP** – Sierra de Perijra; **sm** – Santa Marta; **MB** – bacino di Maracaibo; **rm** – Rio Magdalena.

Ricapitolando, l'interazione

tettonica - sedimentazione vede dapprima una variazione nel tempo dei reticoli di drenaggio con le torbiditi che vengono lasciate senza fonti di alimentazione e subiscono la rielaborazione da parte di correnti di fondo; buona parte di esse vengono inoltre smantellate da potenti flussi di detrito diretti verso NE ed incanalate e/o intrappolate in valli e bacini chiusi in via di formazione e di deformazione. Quindi le torbiditi vengono formate nella piana ma si strutturano nel prisma dove vengono erose per ridare luogo a nuove torbiditi secondo un processo di *cannibalizzazione*.

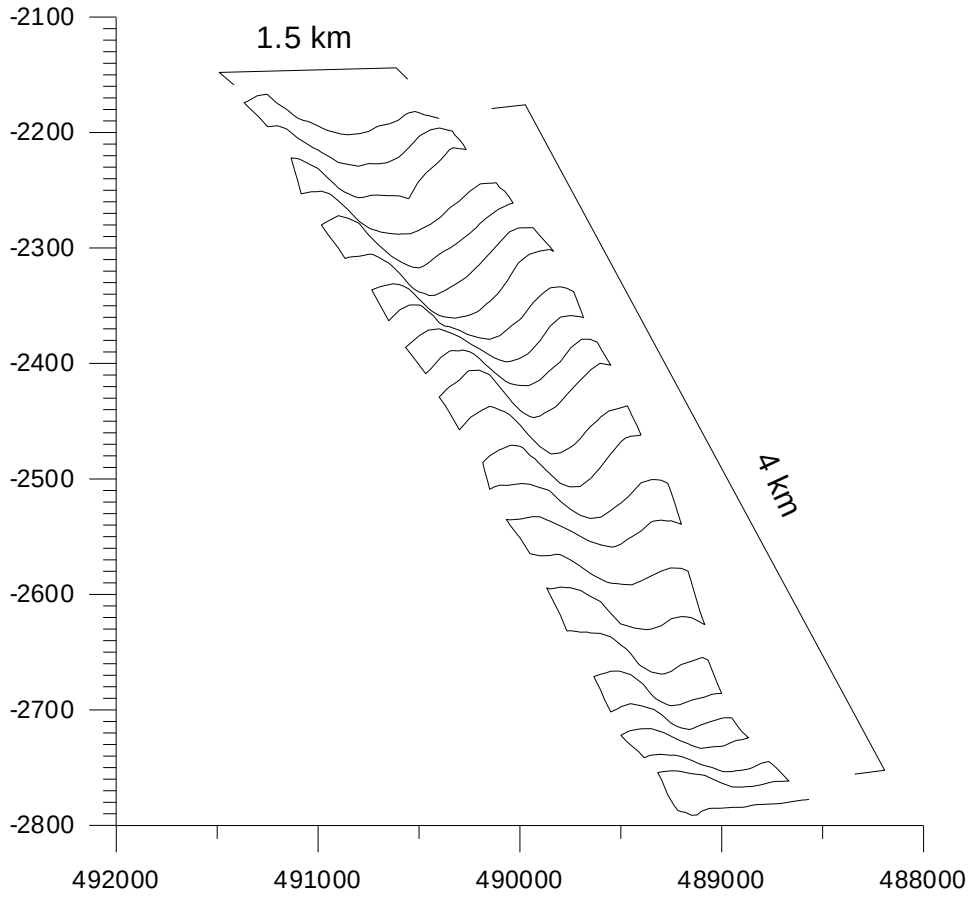
In termini di tettonica regionale la dinamica del margine tra le due placche, in corrispondenza del quale è impostato il sistema sedimentario suddetto, vede la strutturazione di thrust in sequenza (con la deformazione che si propaga nella piana) e bacini di *piggy-back* mentre la preponderante componente trascorrente destra inarca le strutture e genera bacini di *pull-apart*.

La prosecuzione nel tempo di questa dinamica potrebbe portare allo sviluppo ipotizzato schematicamente in figura 82.

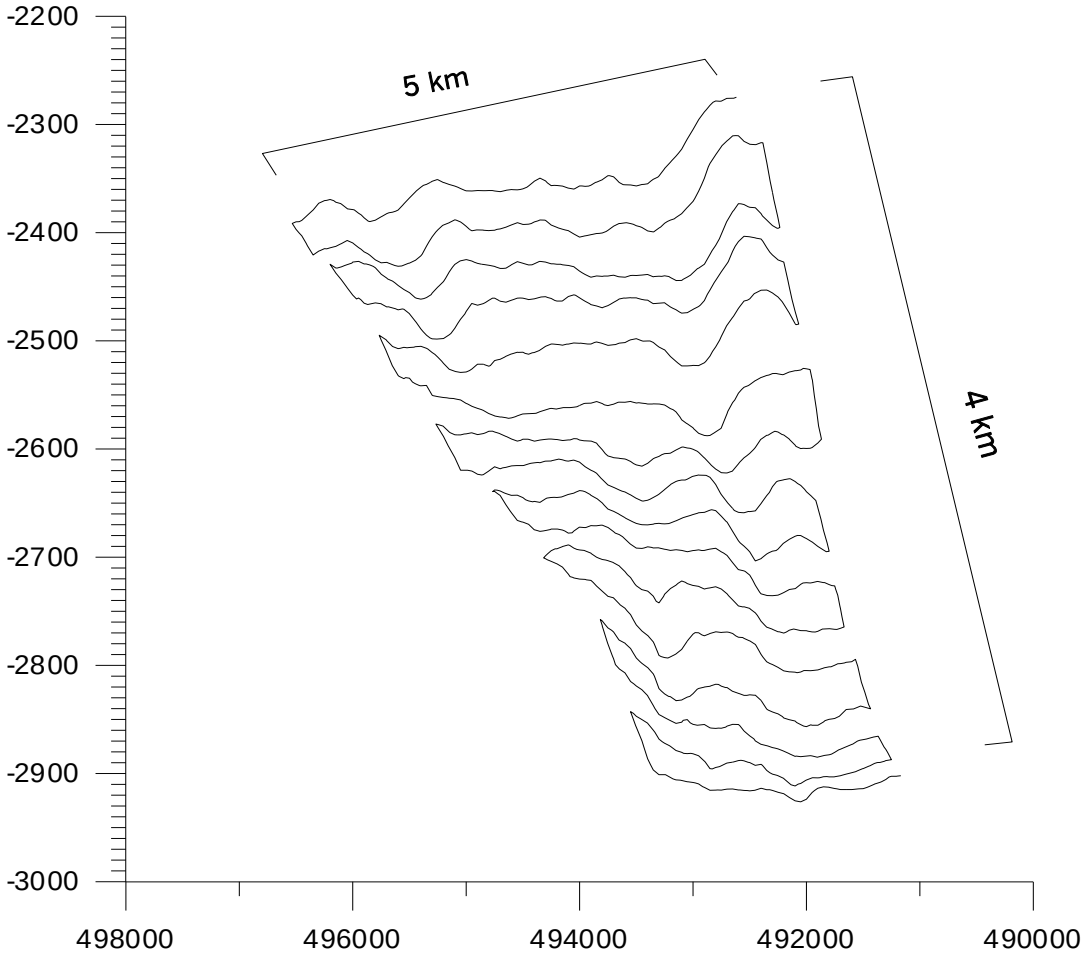
APPENDICI

APPENDICE A – Profili a greca

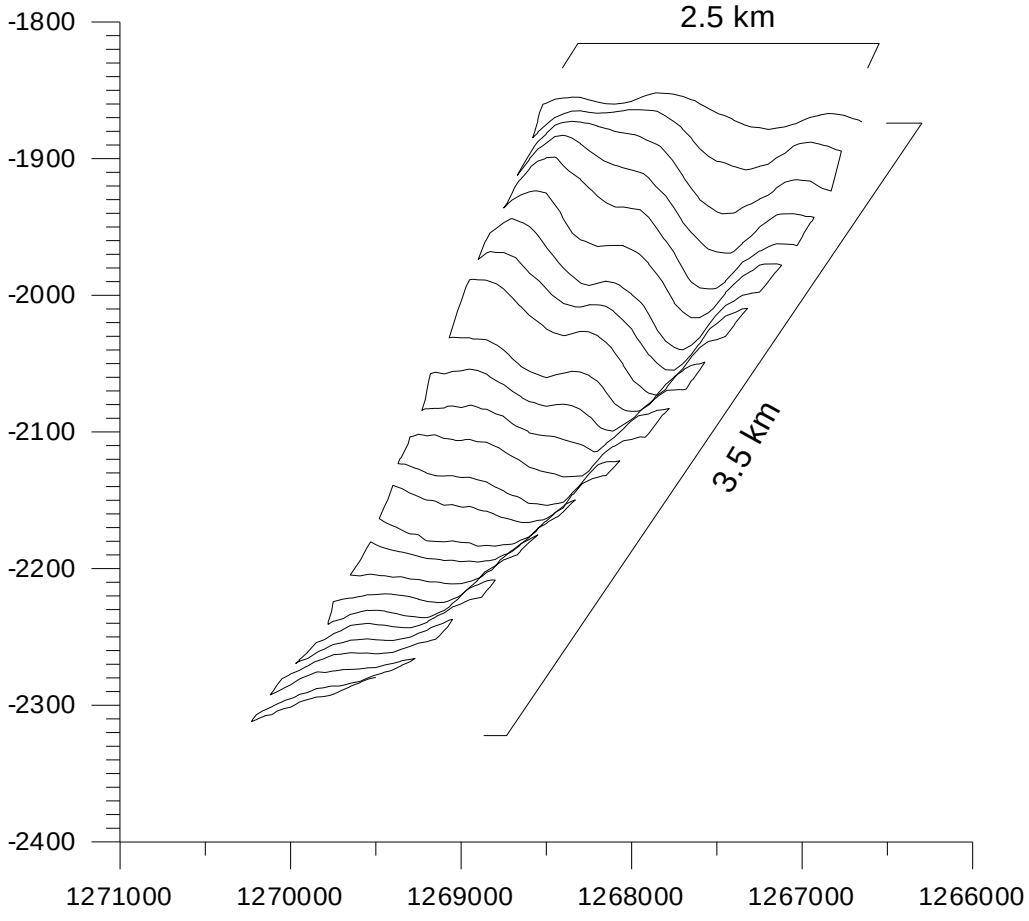
Data la deformazione prospettica e l'esagerazione verticale risulta difficoltoso indicare con esattezza l'orientamento di alcuni dei profili che seguono, si consultino le relative tavole per la posizione e l'orientamento.



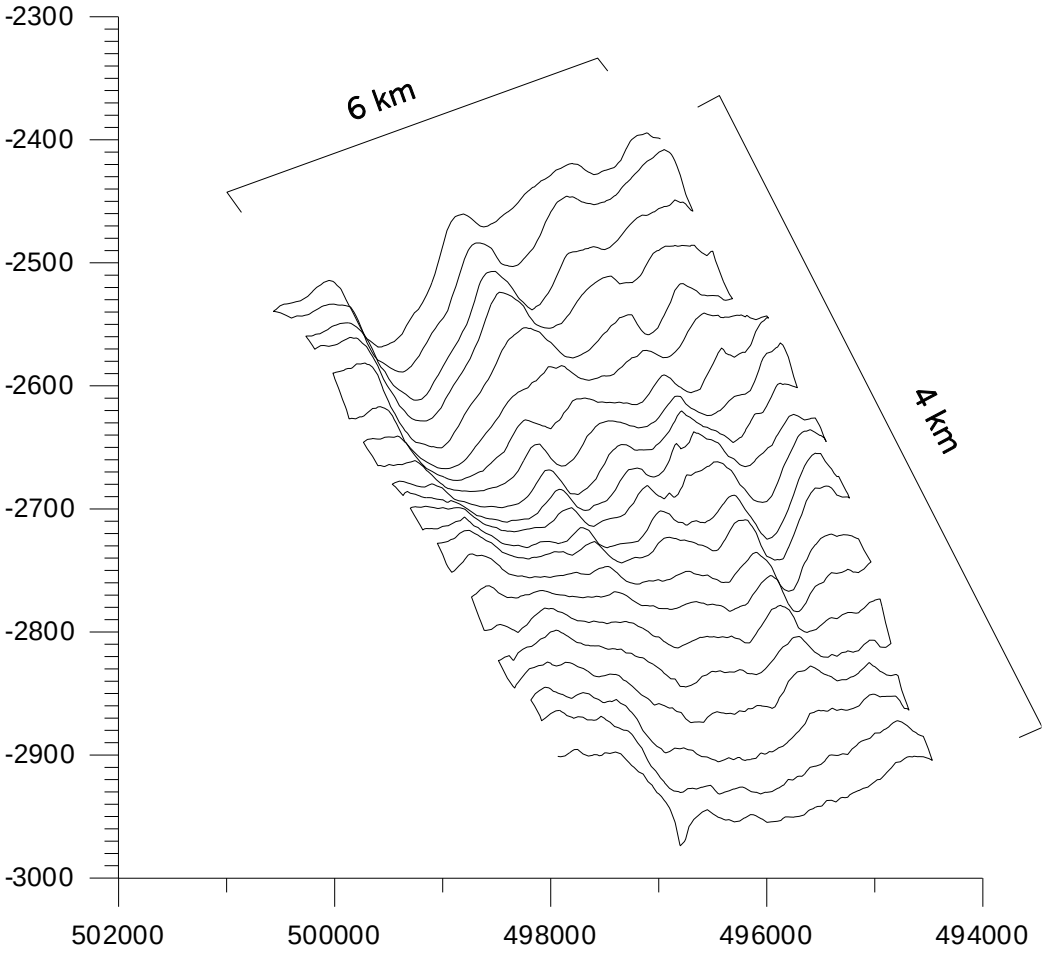
C1


-2200
-2300
-2400
-2500
-2600
-2700
-2800
-2900
-3000
5 km
4 km
498000
496000
494000
492000
490000

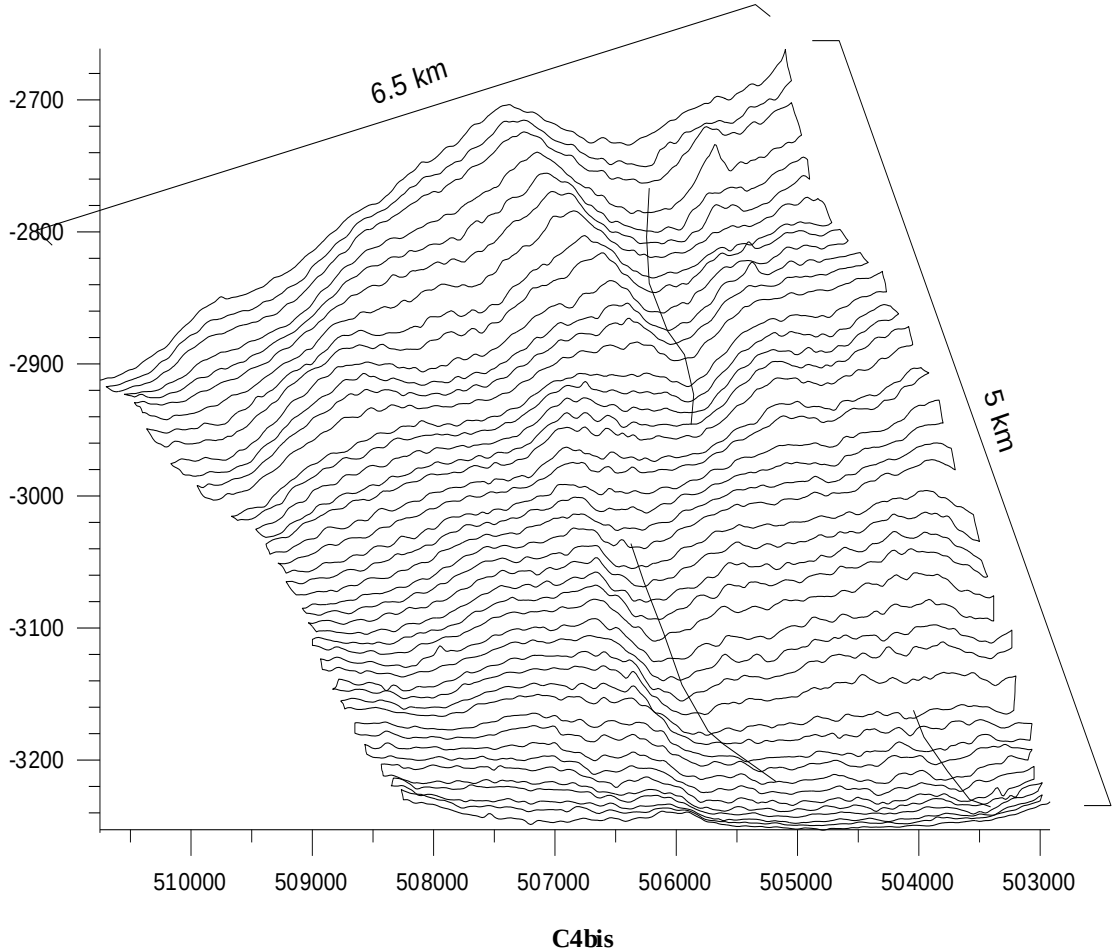
C2


-1800
-1900
-2000
-2100
-2200
-2300
-2400
2.5 km
3.5 km
1271000
1270000
1269000
1268000
1267000
1266000

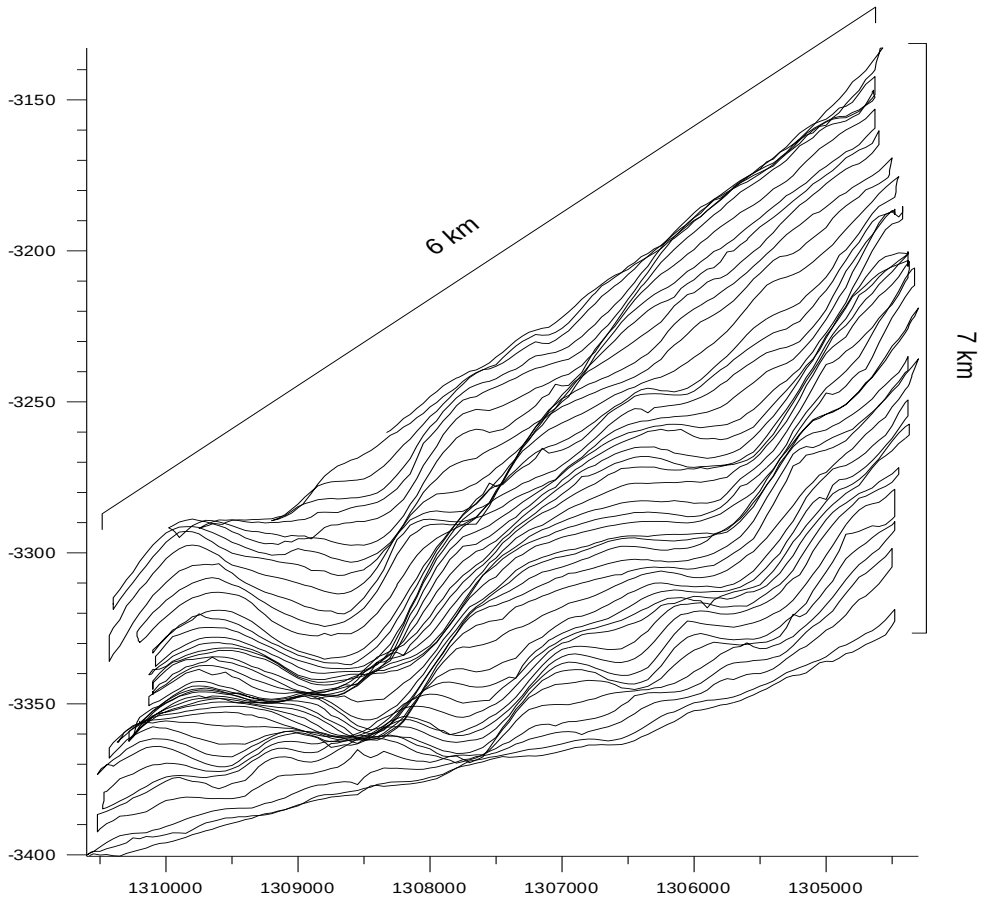
C3


-2300
-2400
-2500
-2600
-2700
-2800
-2900
-3000
6 km
4 km
502000
500000
498000
496000
494000

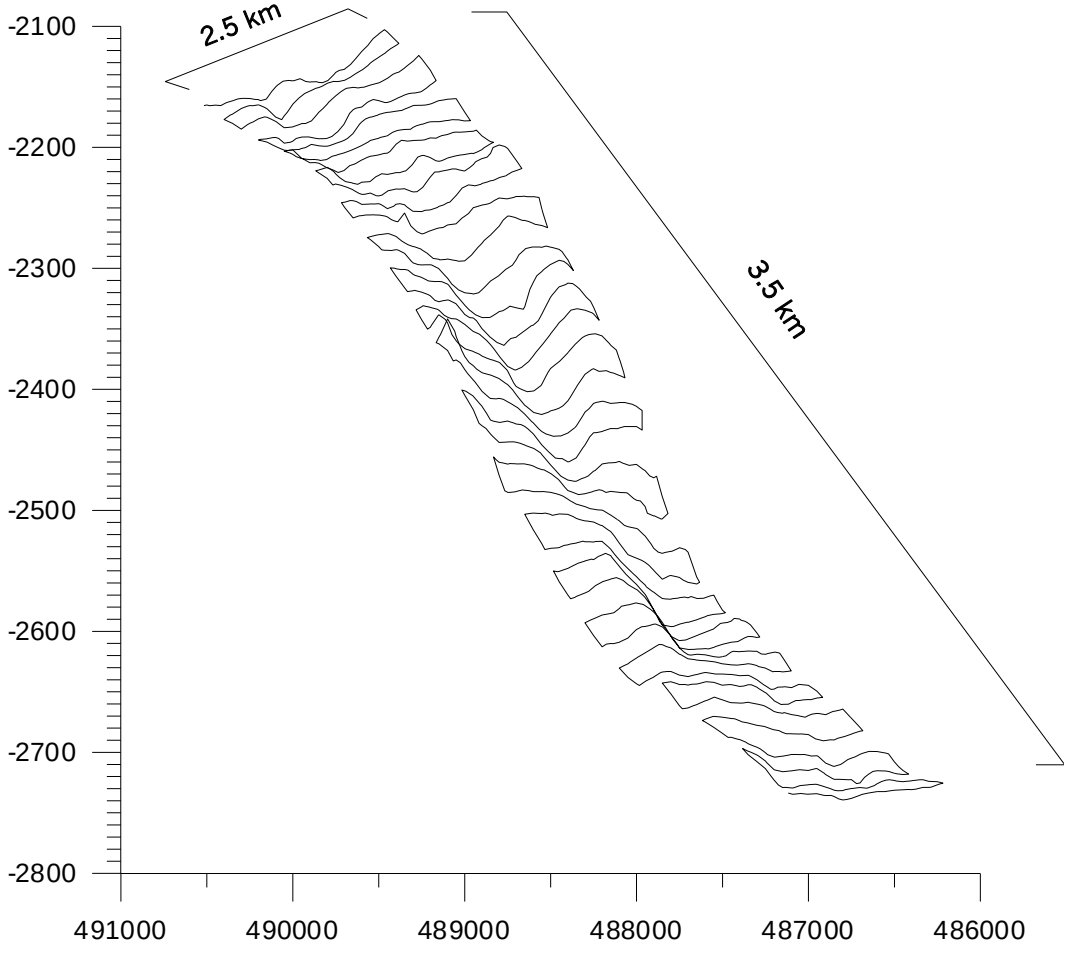
C4

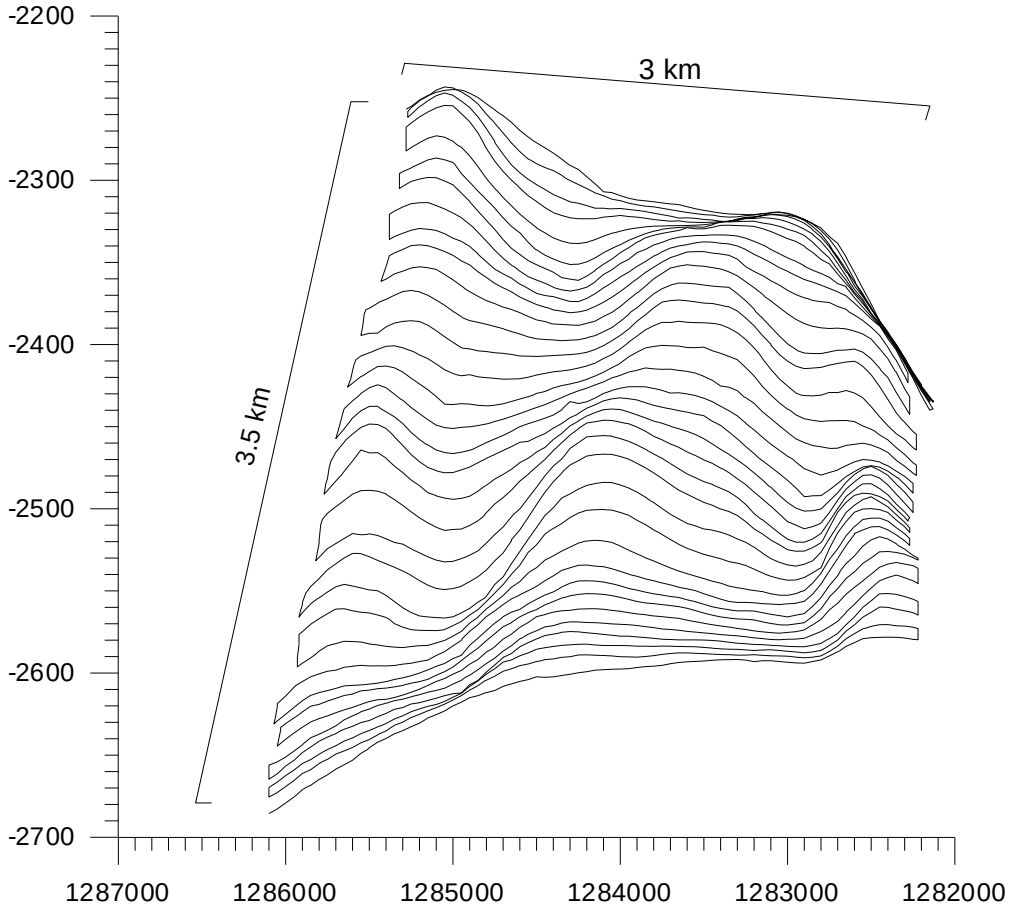

-2700
-2800
-2900
-3000
-3100
-3200
6.5 km
5 km
510000
509000
508000
507000
506000
505000
504000
503000

C4bis

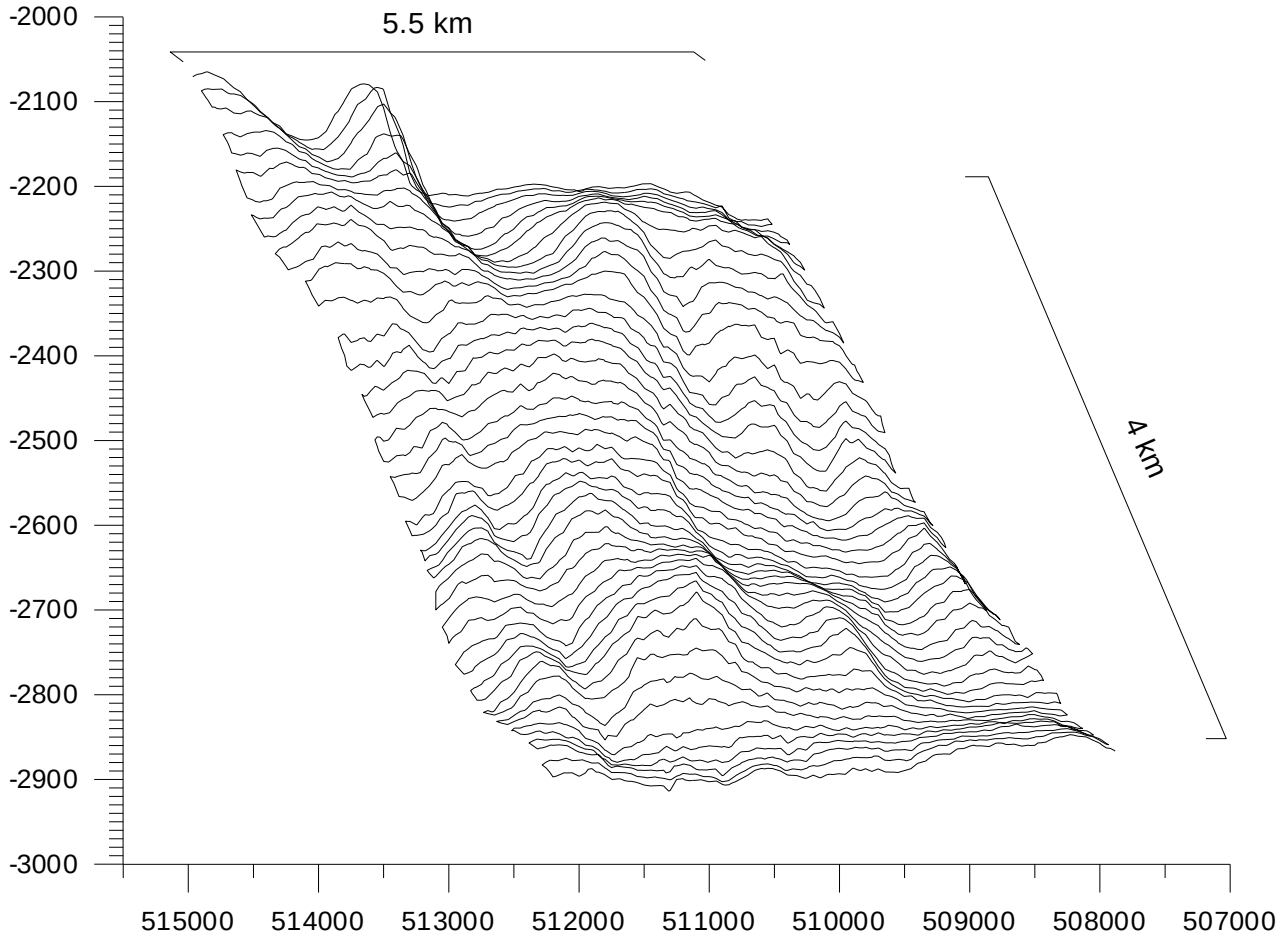

-3150
-3200
-3250
-3300
-3350
-3400
1310000
1309000
1308000
1307000
1306000
1305000
6 km
7 km

C4ter

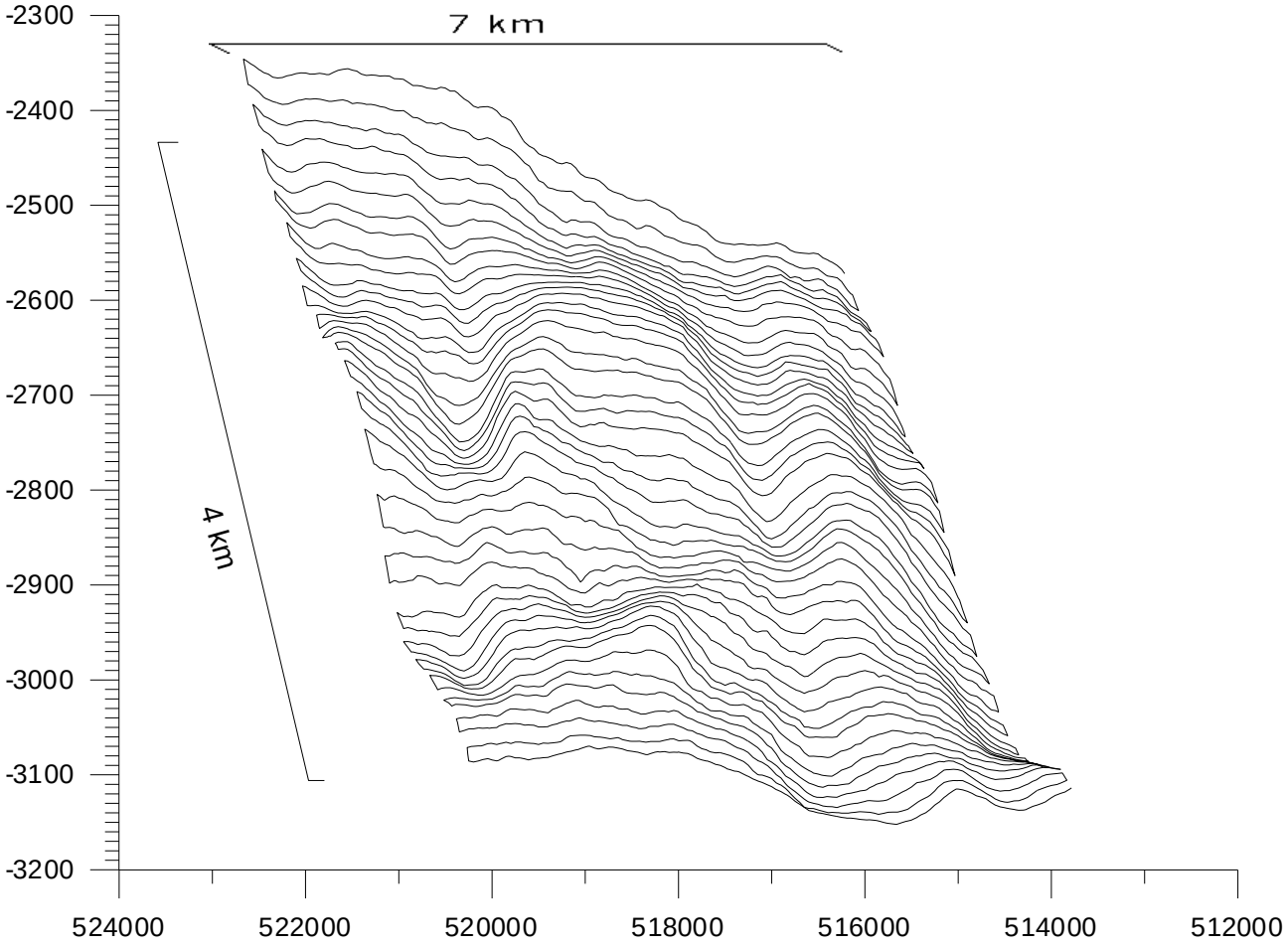

-2100
-2200
-2300
-2400
-2500
-2600
-2700
-2800
491000
490000
489000
488000
487000
486000
2.5 km
3.5 km


-2200
-2300
-2400
-2500
-2600
-2700
3 km
3.5 km
1287000
1286000
1285000
1284000
1283000
1282000

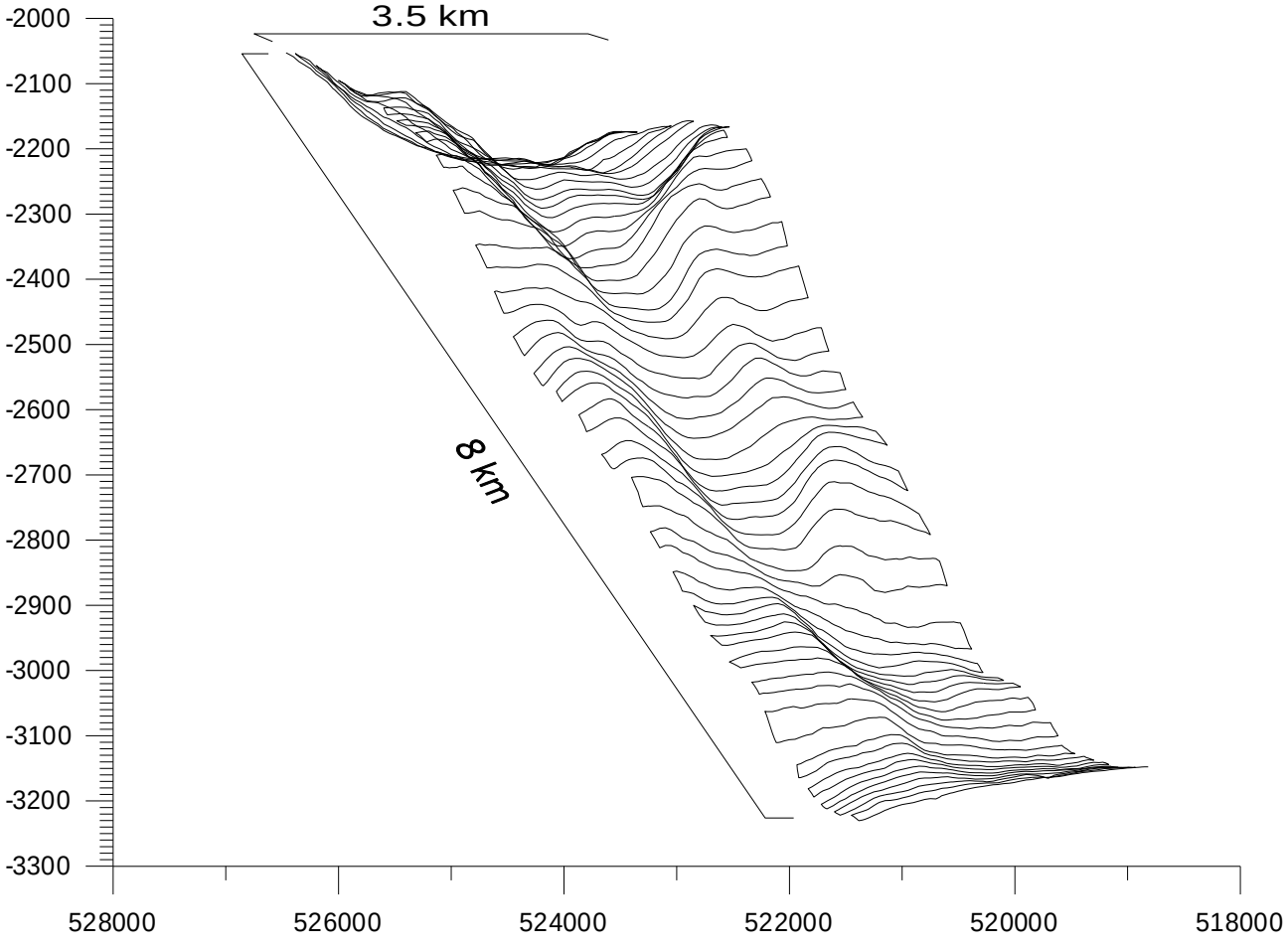
C6


-2000
-2100
-2200
-2300
-2400
-2500
-2600
-2700
-2800
-2900
-3000
5.5 km
4 km
515000
514000
513000
512000
511000
510000
509000
508000
507000

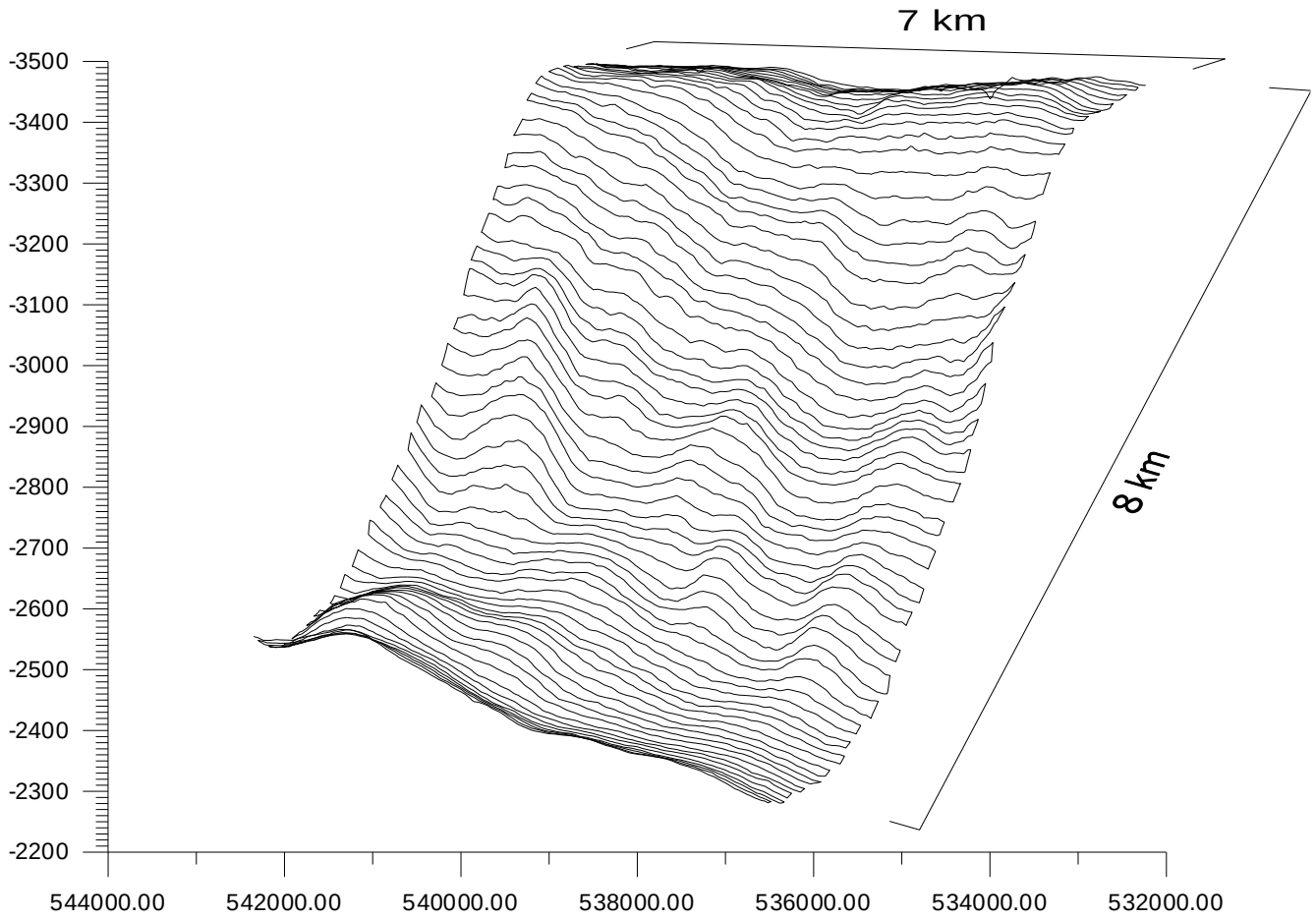
C7


7 km
4 km
-2300
-2400
-2500
-2600
-2700
-2800
-2900
-3000
-3100
-3200
524000
522000
520000
518000
516000
514000
512000

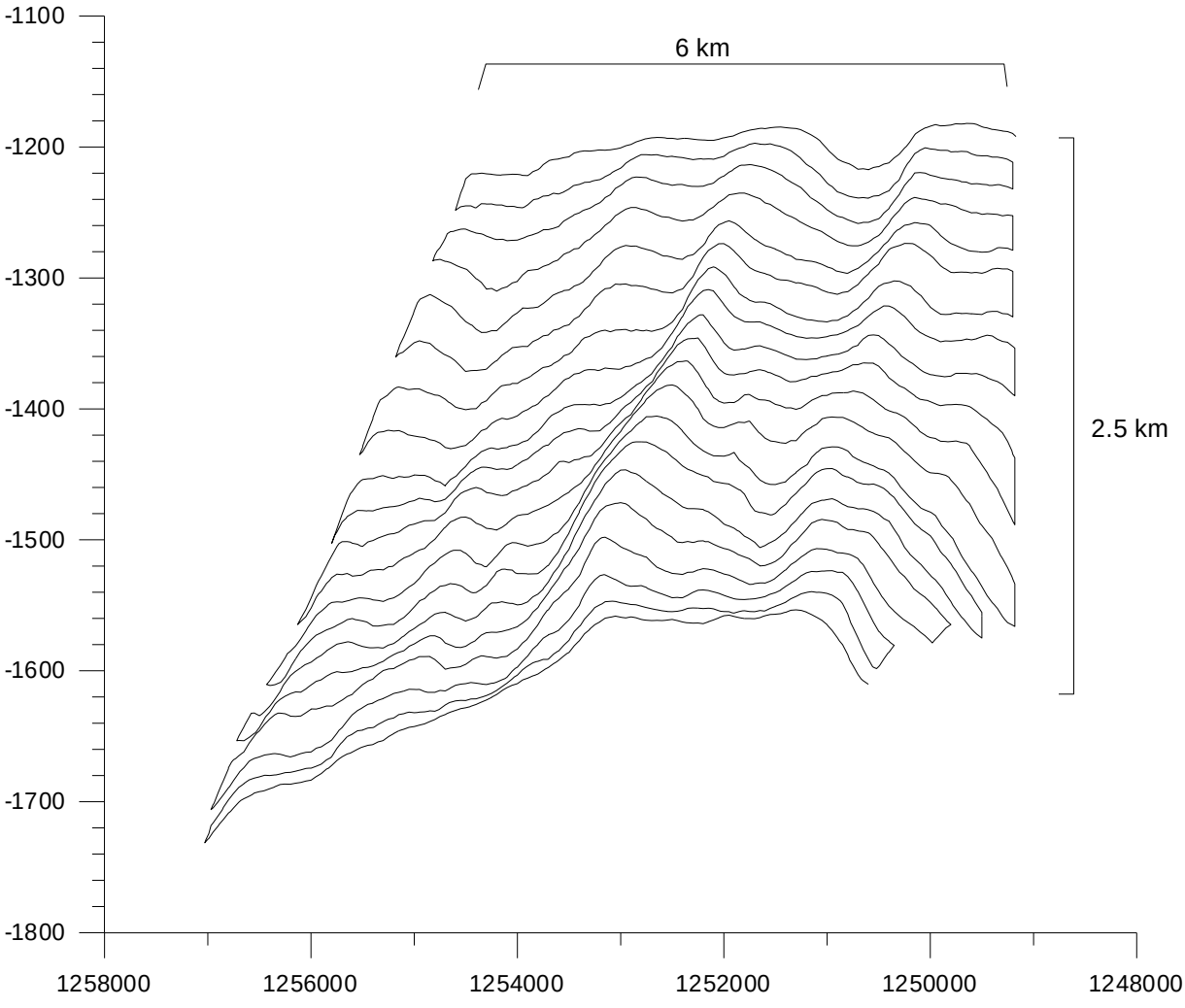
C8


3.5 km
8 km
-2000
-2100
-2200
-2300
-2400
-2500
-2600
-2700
-2800
-2900
-3000
-3100
-3200
-3300
528000
526000
524000
522000
520000
518000

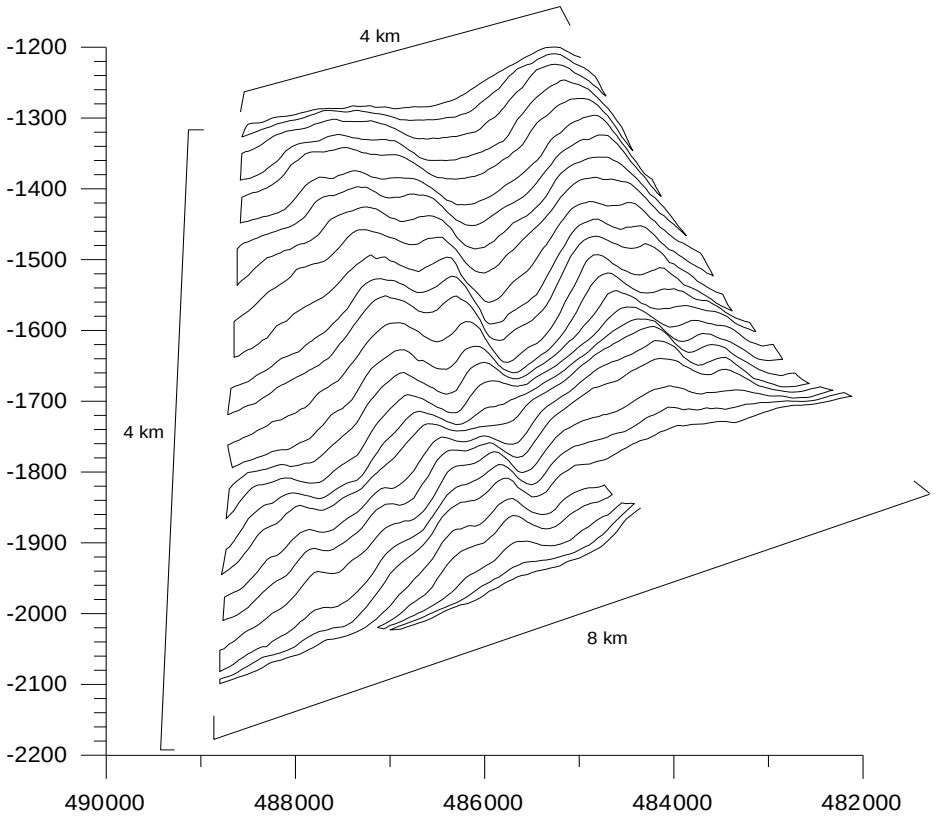
C9


7 km
8 km
-3500
-3400
-3300
-3200
-3100
-3000
-2900
-2800
-2700
-2600
-2500
-2400
-2300
-2200
544000.00
542000.00
540000.00
538000.00
536000.00
534000.00
532000.00

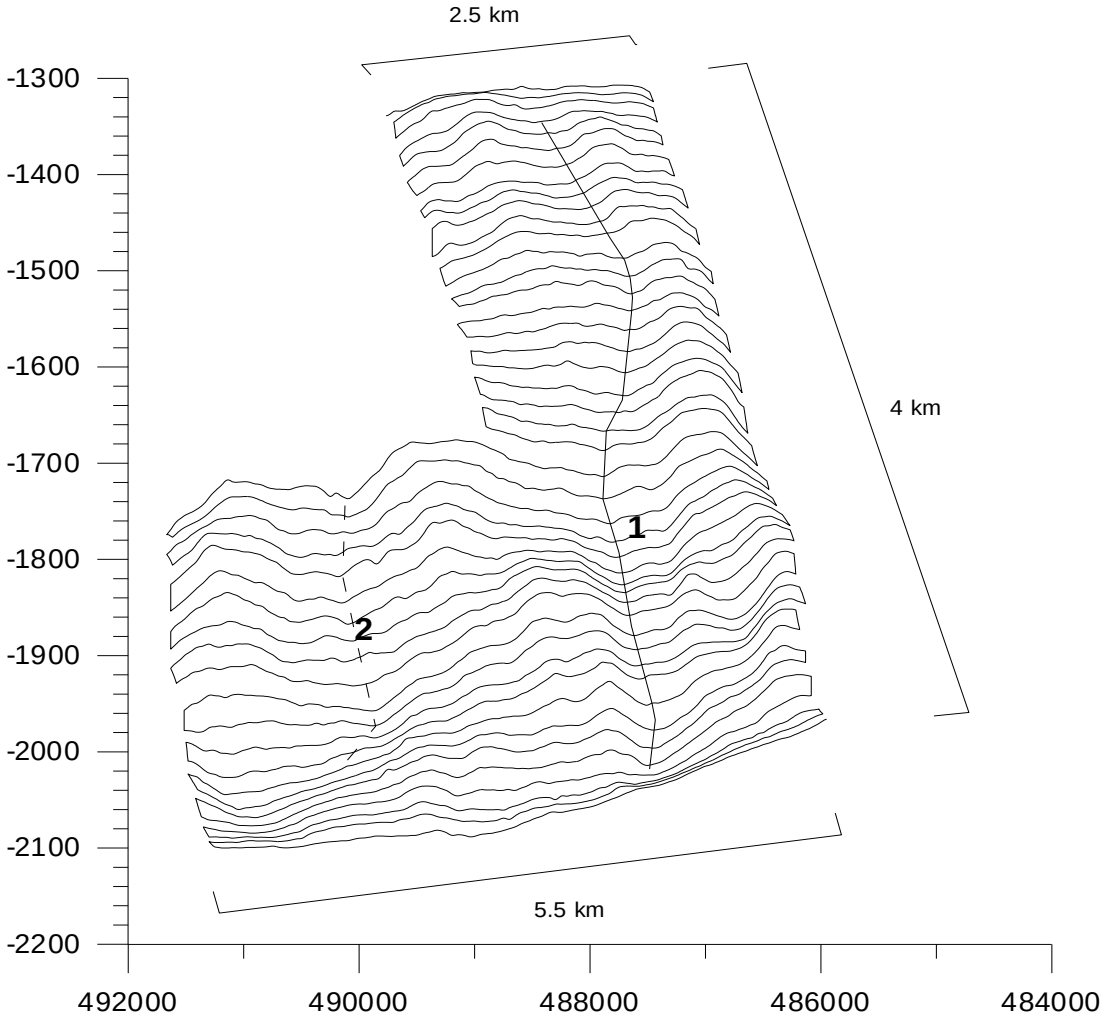
C10


6 km
2.5 km
-1100
-1200
-1300
-1400
-1500
-1600
-1700
-1800
1258000
1256000
1254000
1252000
1250000
1248000

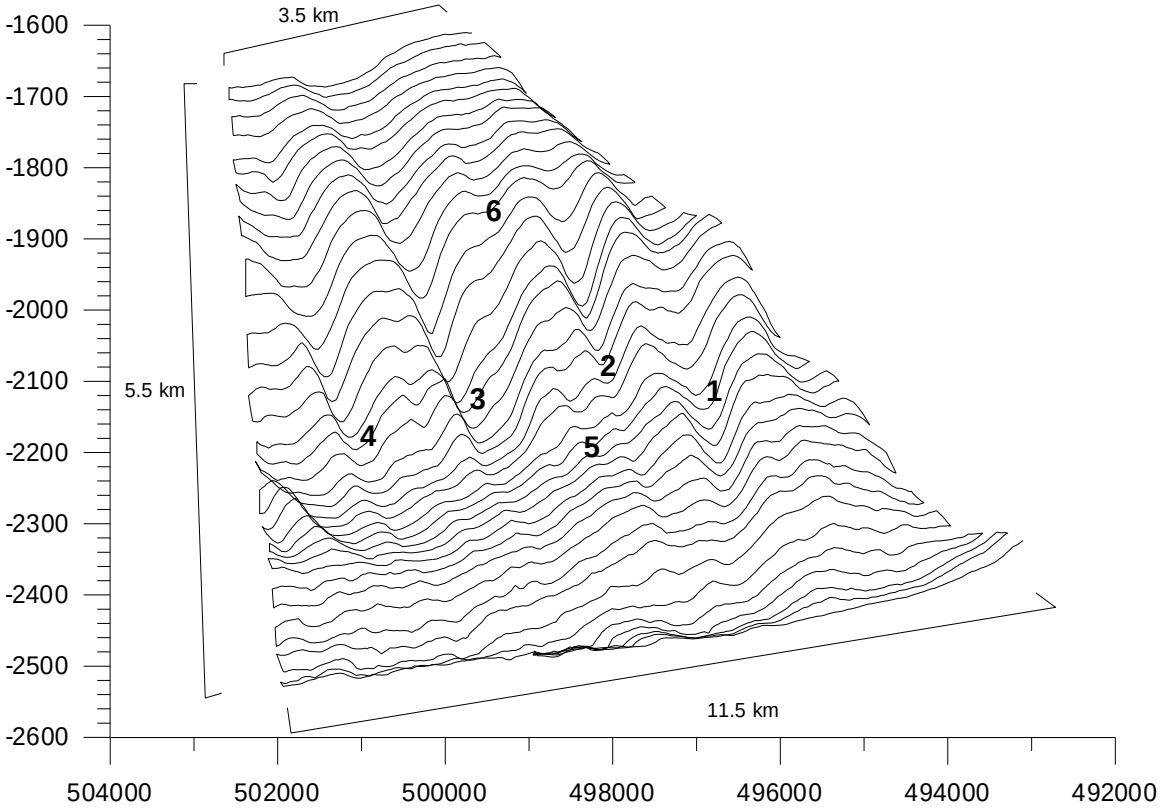
R1


4 km
4 km
8 km
-1200
-1300
-1400
-1500
-1600
-1700
-1800
-1900
-2000
-2100
-2200
490000
488000
486000
484000
482000

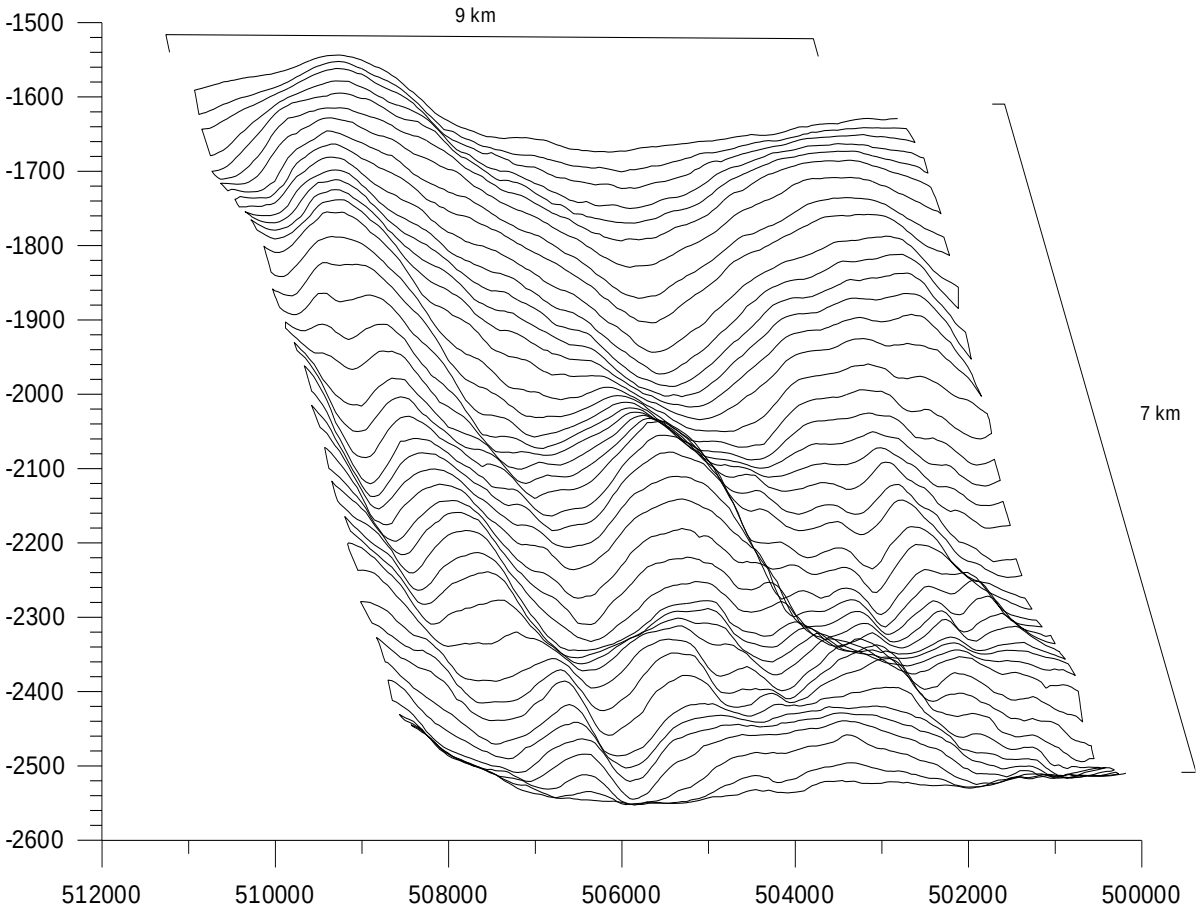
R2


2.5 km
4 km
5.5 km
1
2
-1300
-1400
-1500
-1600
-1700
-1800
-1900
-2000
-2100
-2200
492000
490000
488000
486000
484000

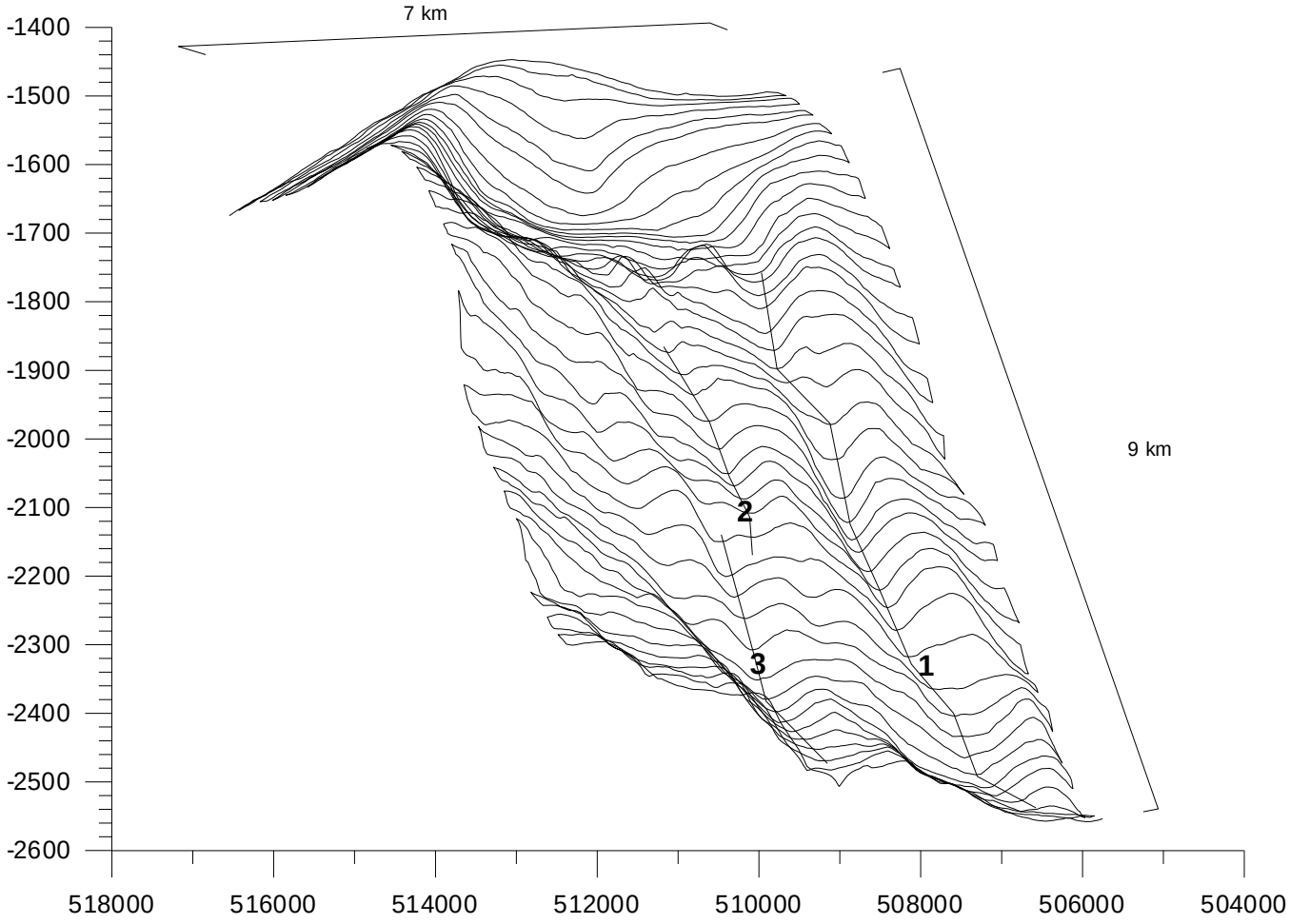
R3


3.5 km
5.5 km
11.5 km
1
2
3
4
5
6
-1600
-1700
-1800
-1900
-2000
-2100
-2200
-2300
-2400
-2500
-2600
504000
502000
500000
498000
496000
494000
492000

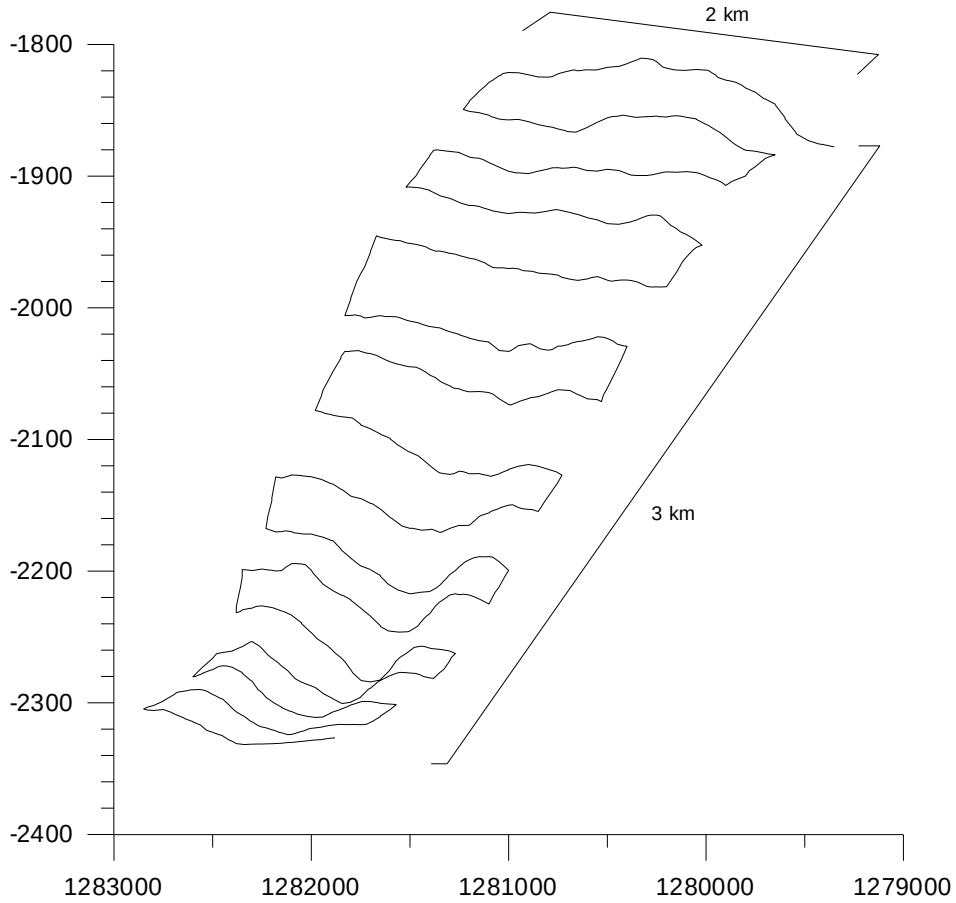
R4


9 km
7 km
-1500
-1600
-1700
-1800
-1900
-2000
-2100
-2200
-2300
-2400
-2500
-2600
512000
510000
508000
506000
504000
502000
500000

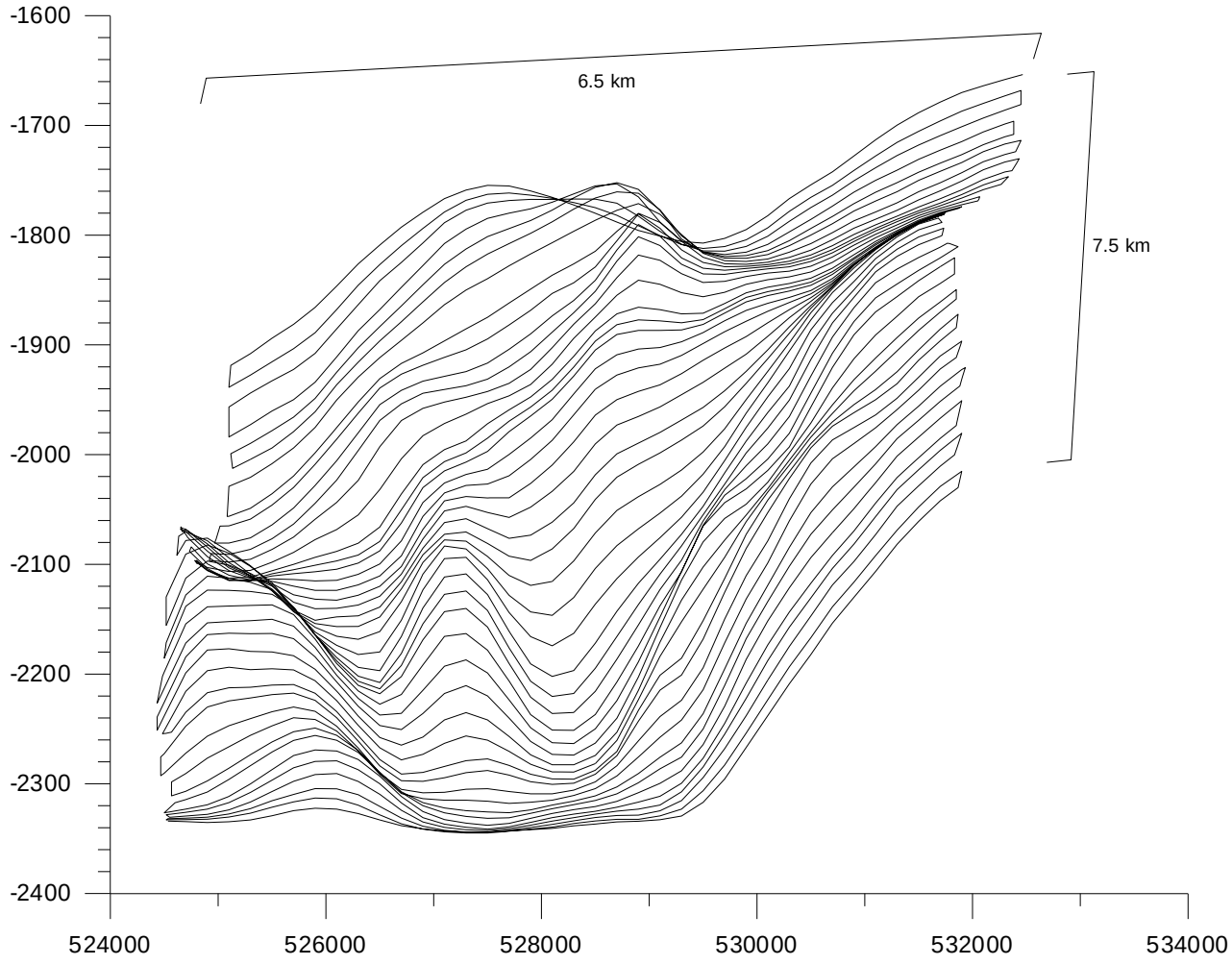
R5


7 km
9 km
-1400
-1500
-1600
-1700
-1800
-1900
-2000
-2100
-2200
-2300
-2400
-2500
-2600
518000
516000
514000
512000
510000
508000
506000
504000
1
2
3

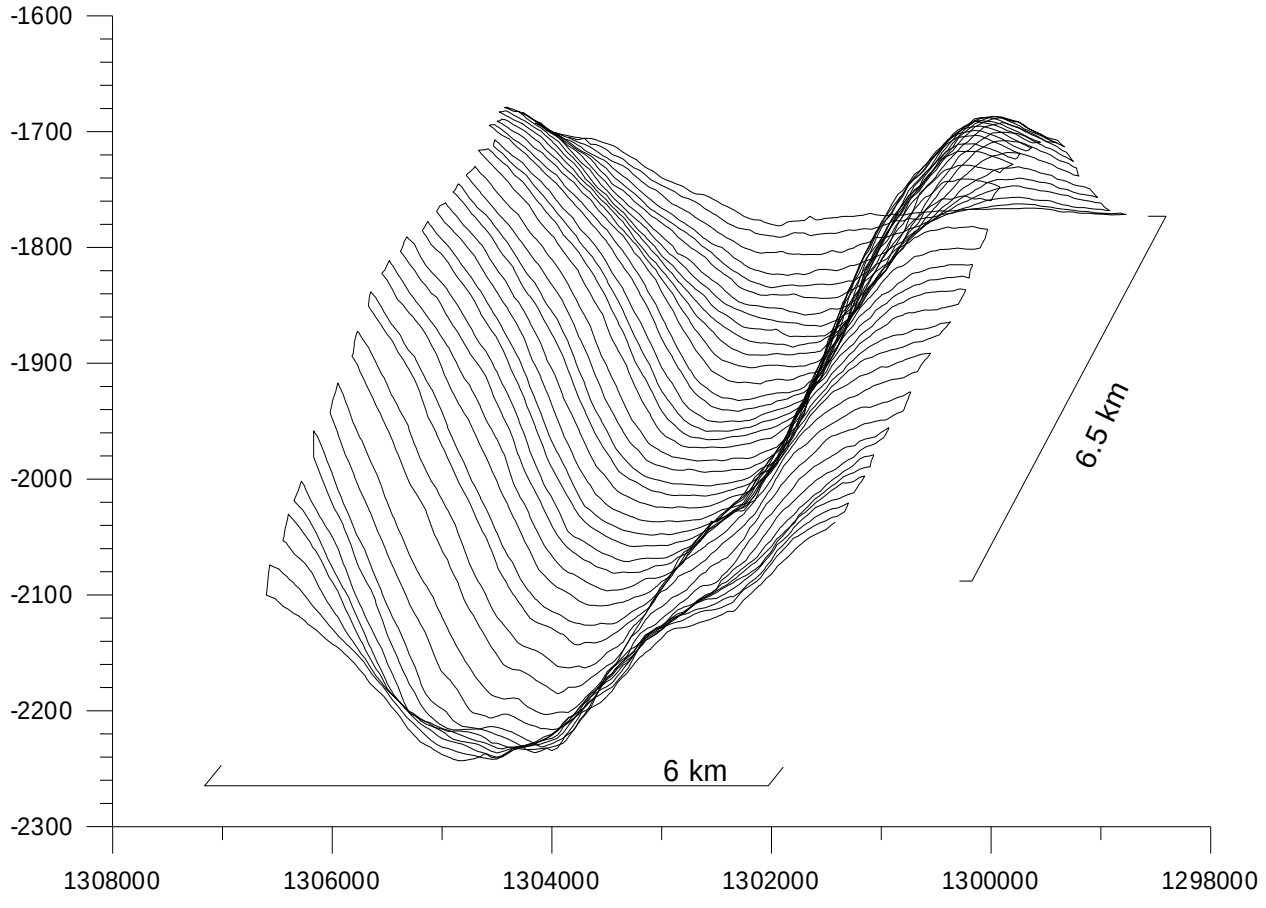
R6


2 km
3 km
-1800
-1900
-2000
-2100
-2200
-2300
-2400
1283000
1282000
1281000
1280000
1279000

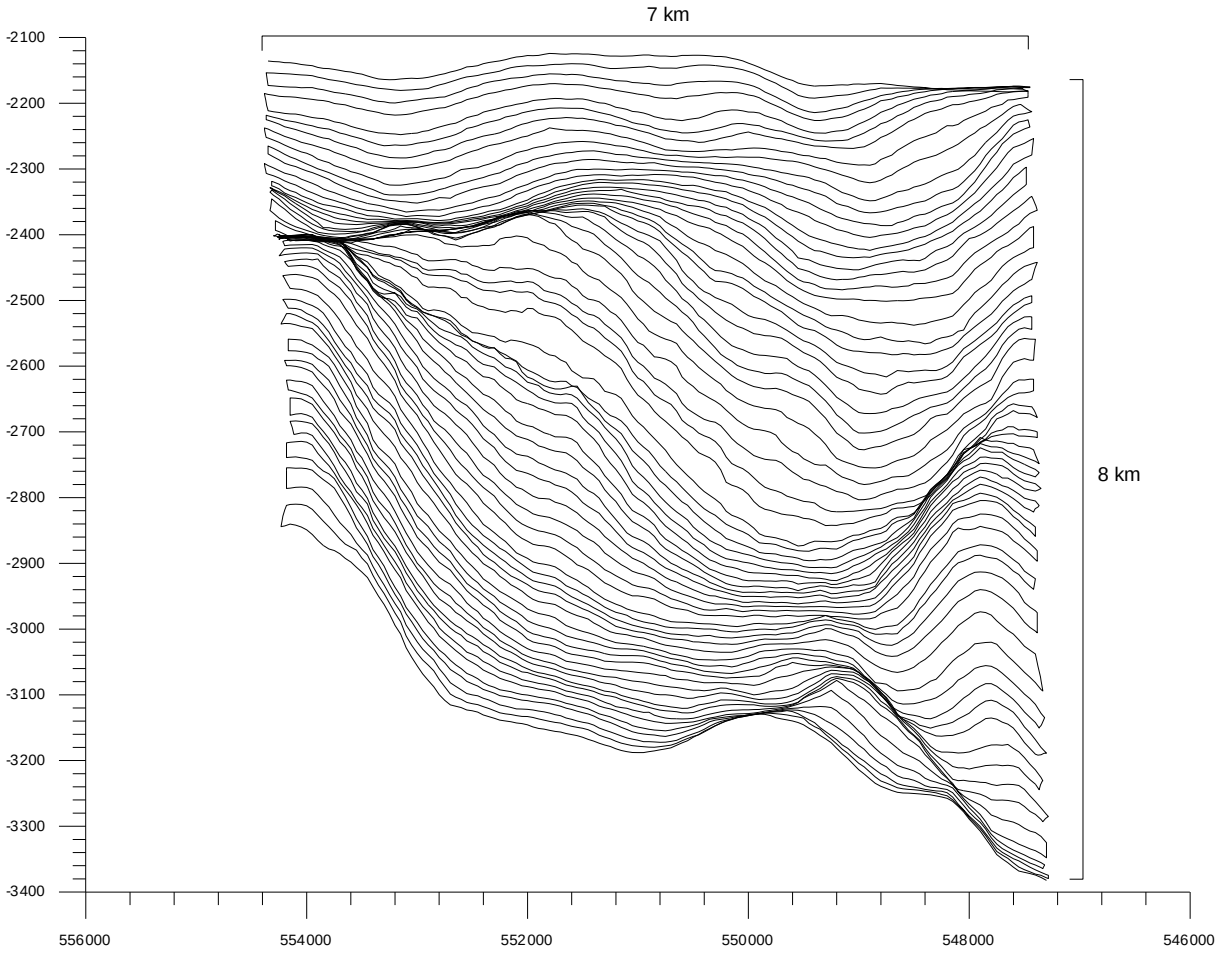
R7


-1600
-1700
-1800
-1900
-2000
-2100
-2200
-2300
-2400
524000
526000
528000
530000
532000
534000
6.5 km
7.5 km

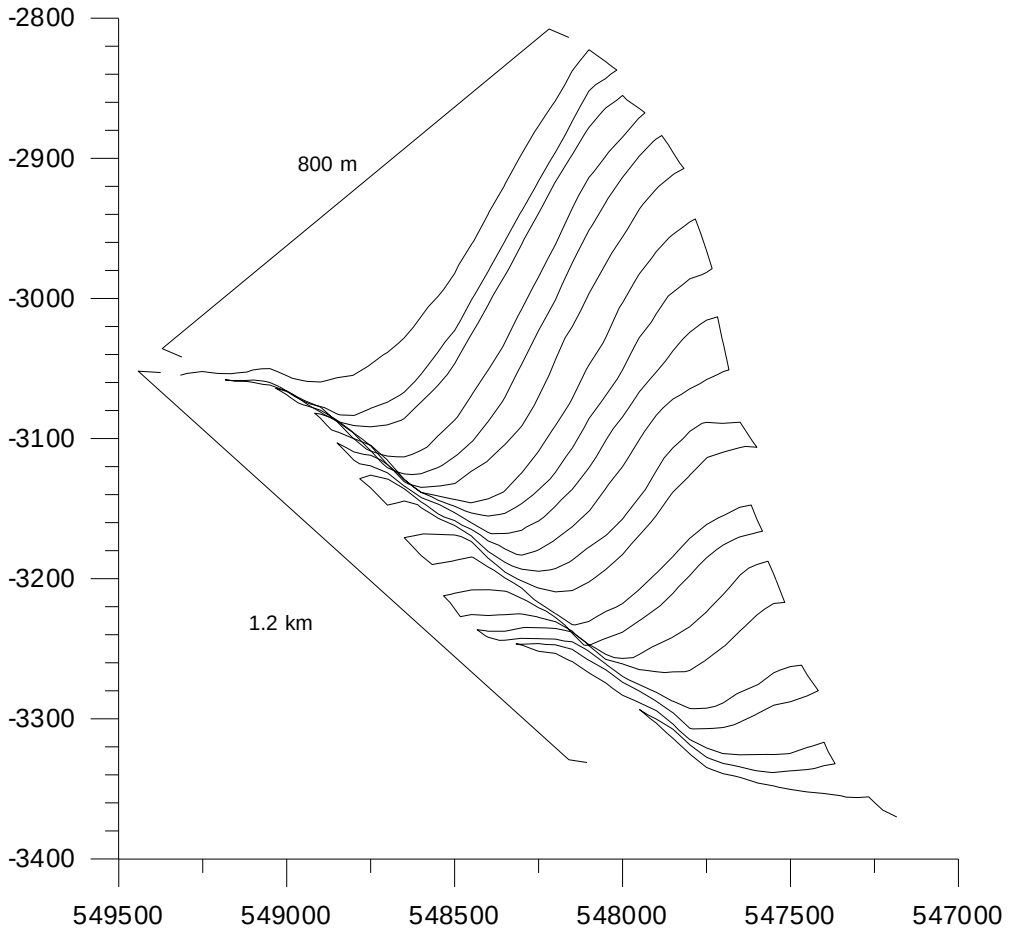
R8


-1600
-1700
-1800
-1900
-2000
-2100
-2200
-2300
1308000
1306000
1304000
1302000
1300000
1298000
6 km
6.5 km

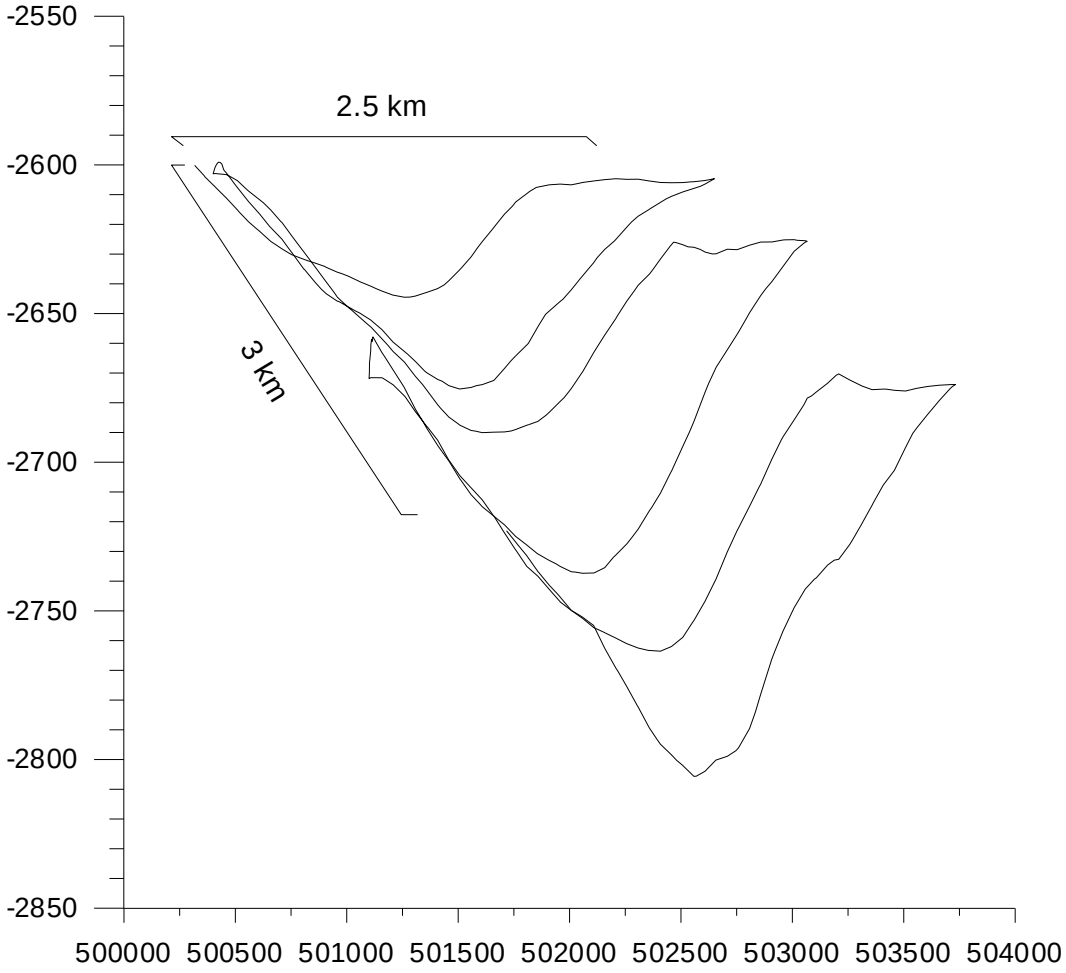
R9


7 km
8 km
-2100
-2200
-2300
-2400
-2500
-2600
-2700
-2800
-2900
-3000
-3100
-3200
-3300
-3400
556000
554000
552000
550000
548000
546000

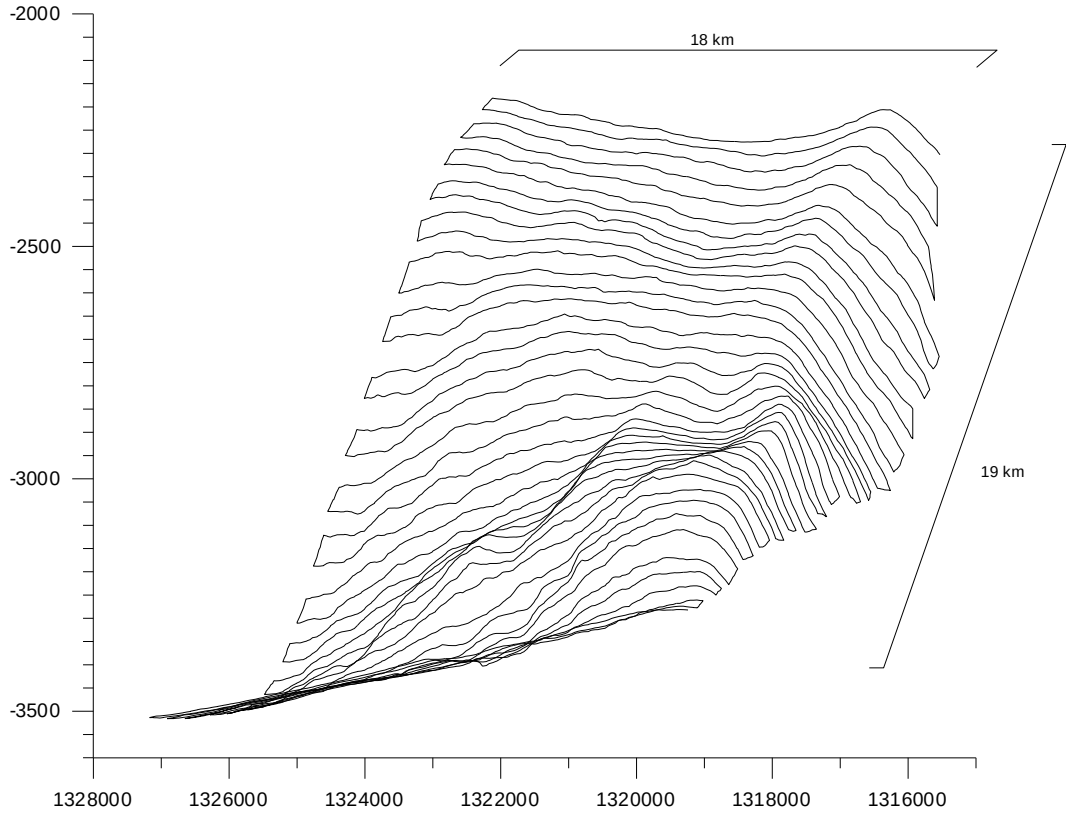
R10


800 m
1.2 km
-2800
-2900
-3000
-3100
-3200
-3300
-3400
549500
549000
548500
548000
547500
547000

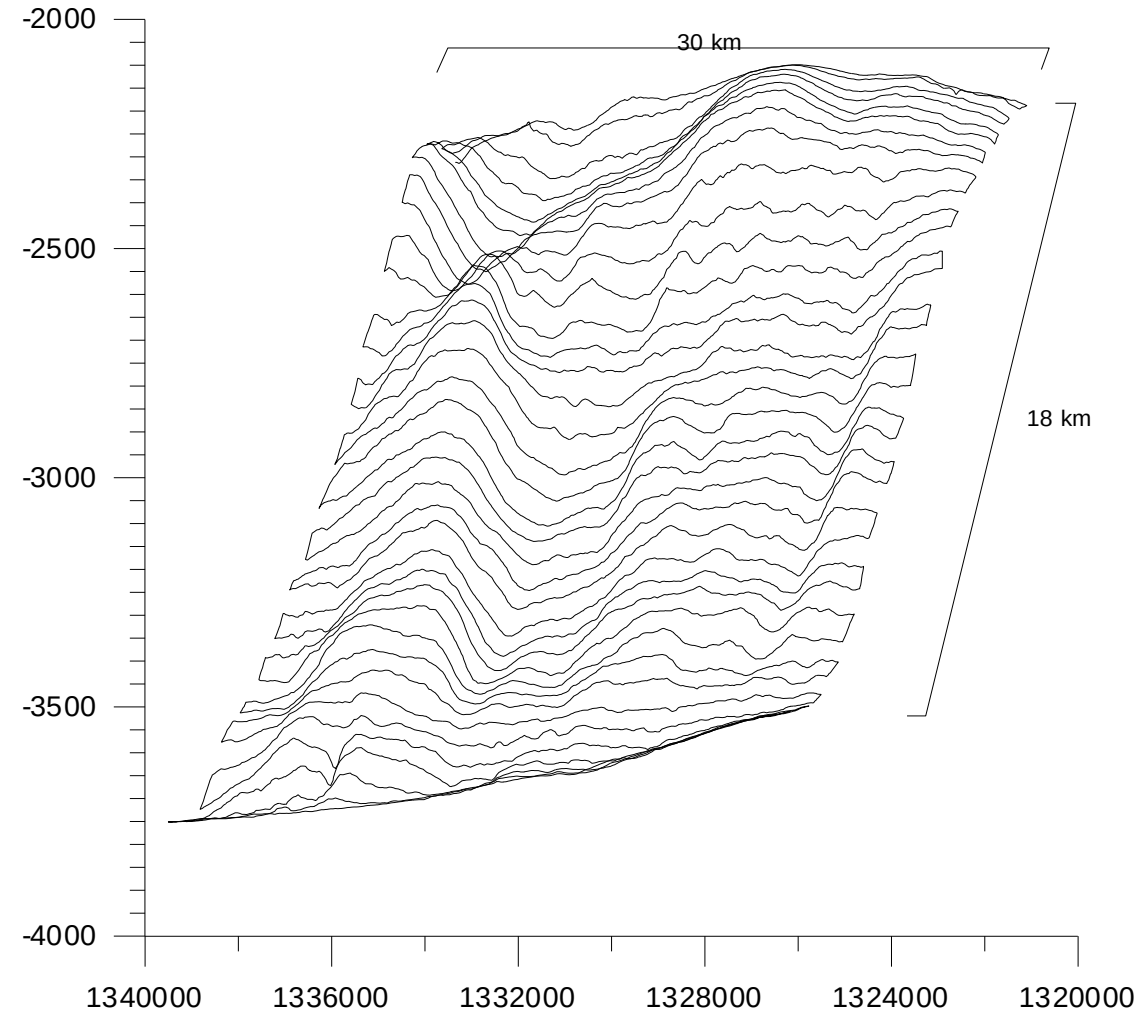
R11



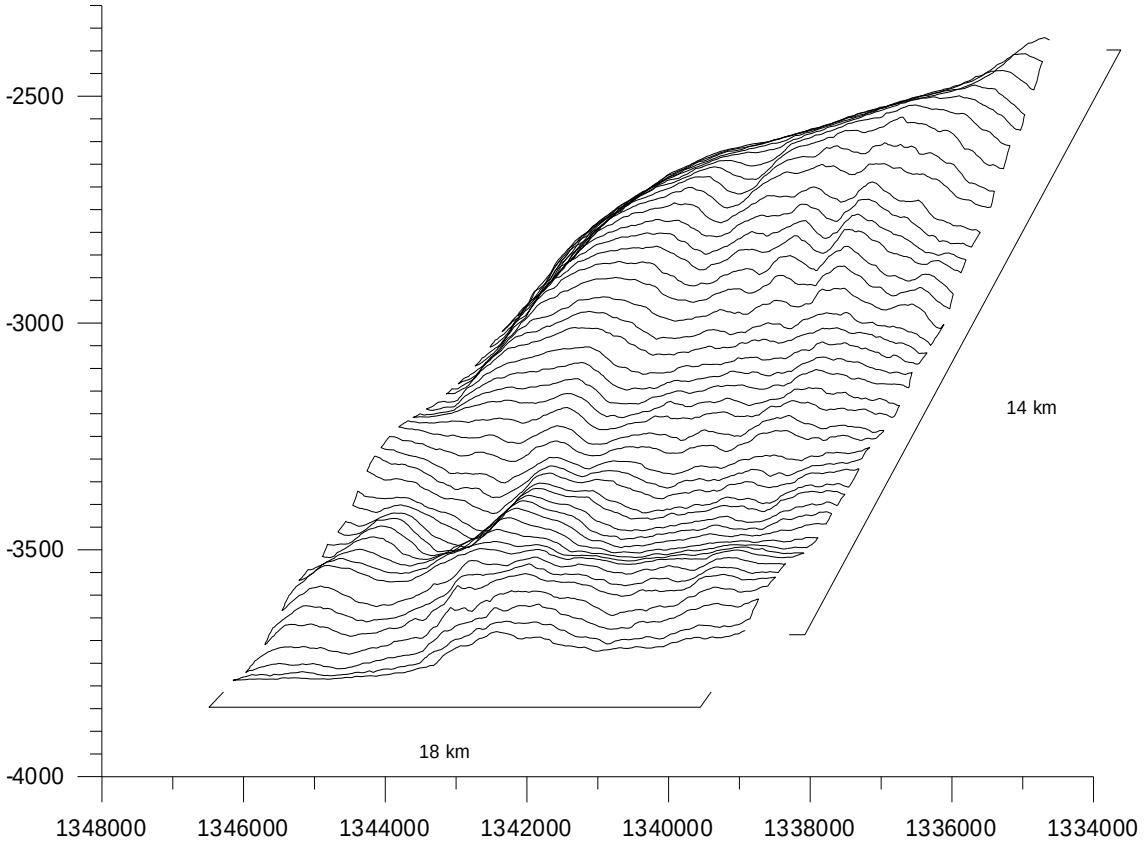
Vallecl.grf



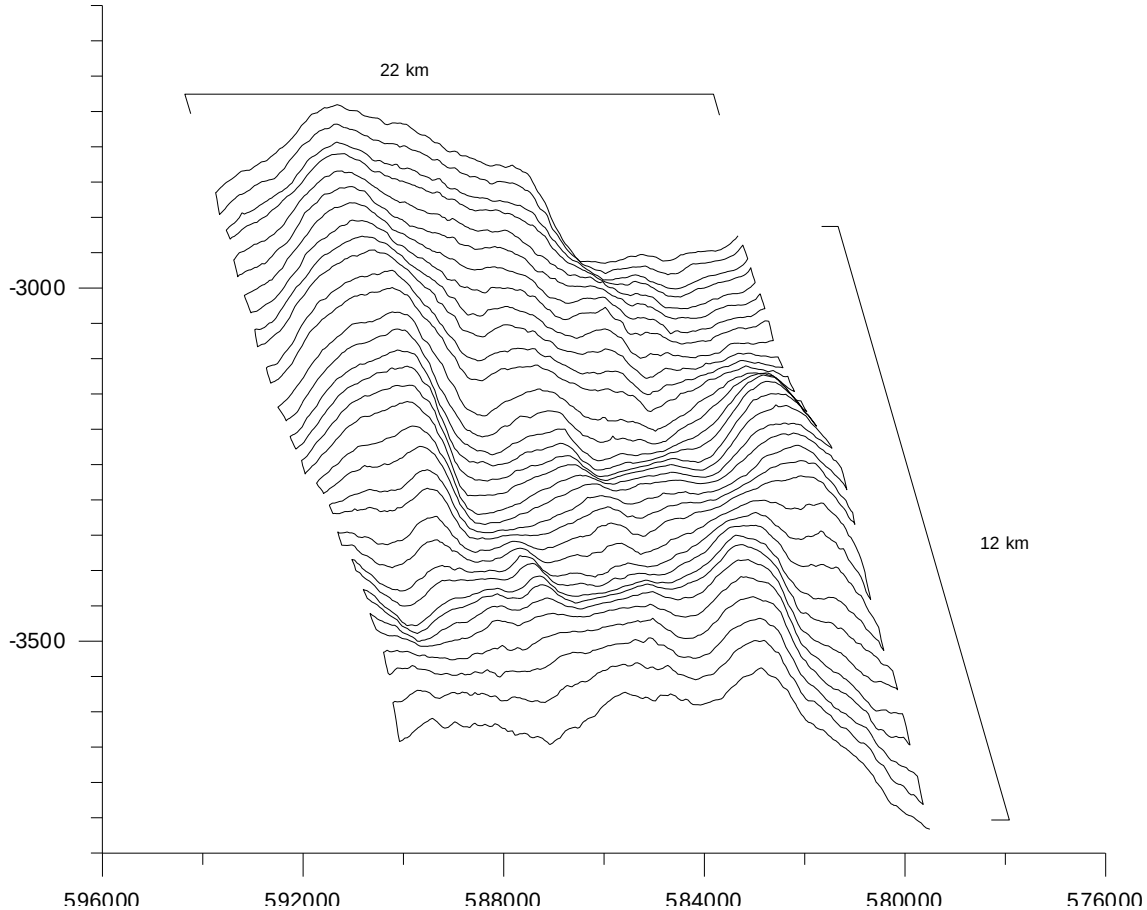
S1


-2000
-2500
-3000
-3500
-4000
30 km
18 km
1340000
1336000
1332000
1328000
1324000
1320000

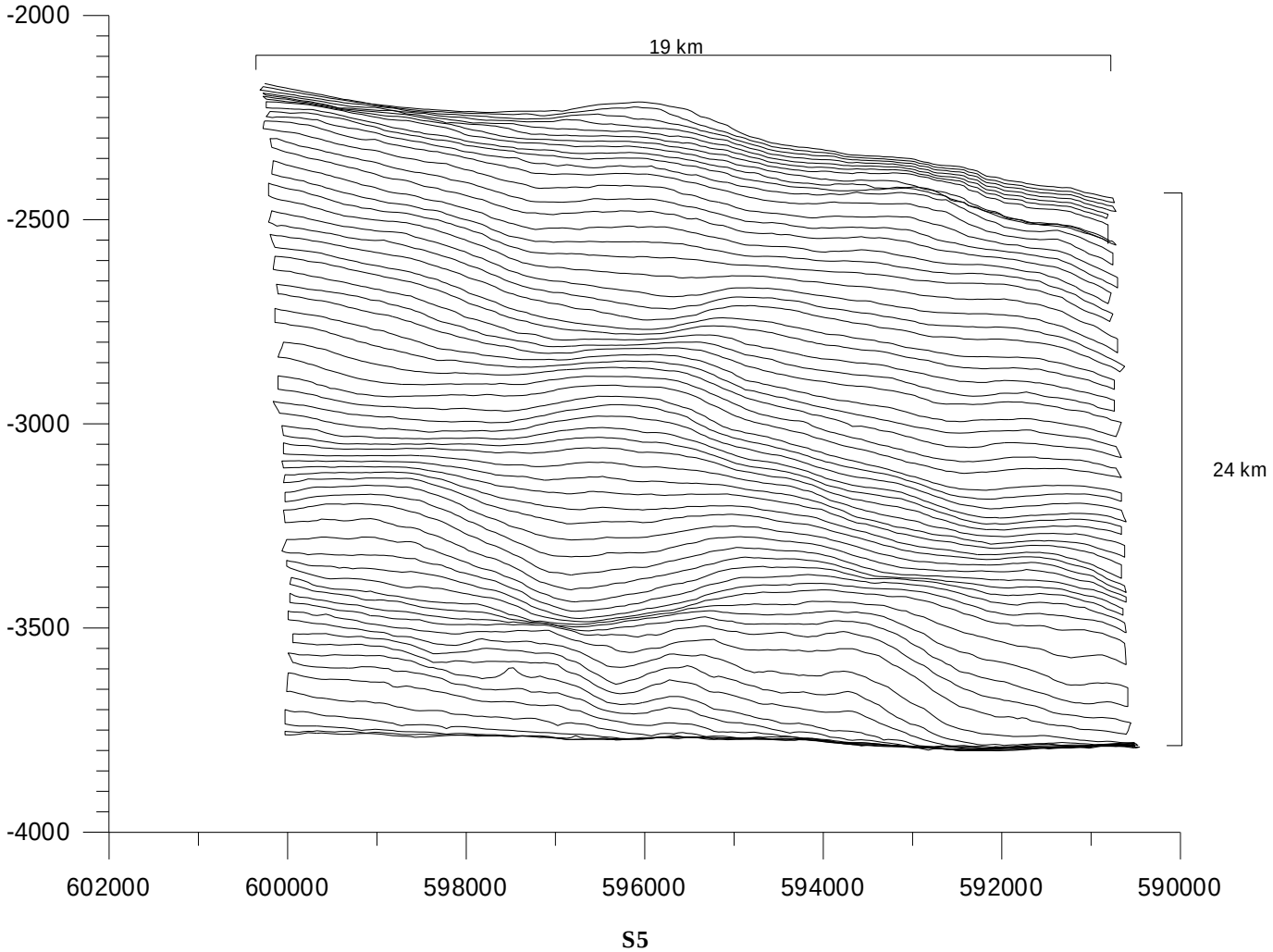
S2


-2500
-3000
-3500
-4000
14 km
18 km
1348000
1346000
1344000
1342000
1340000
1338000
1336000
1334000

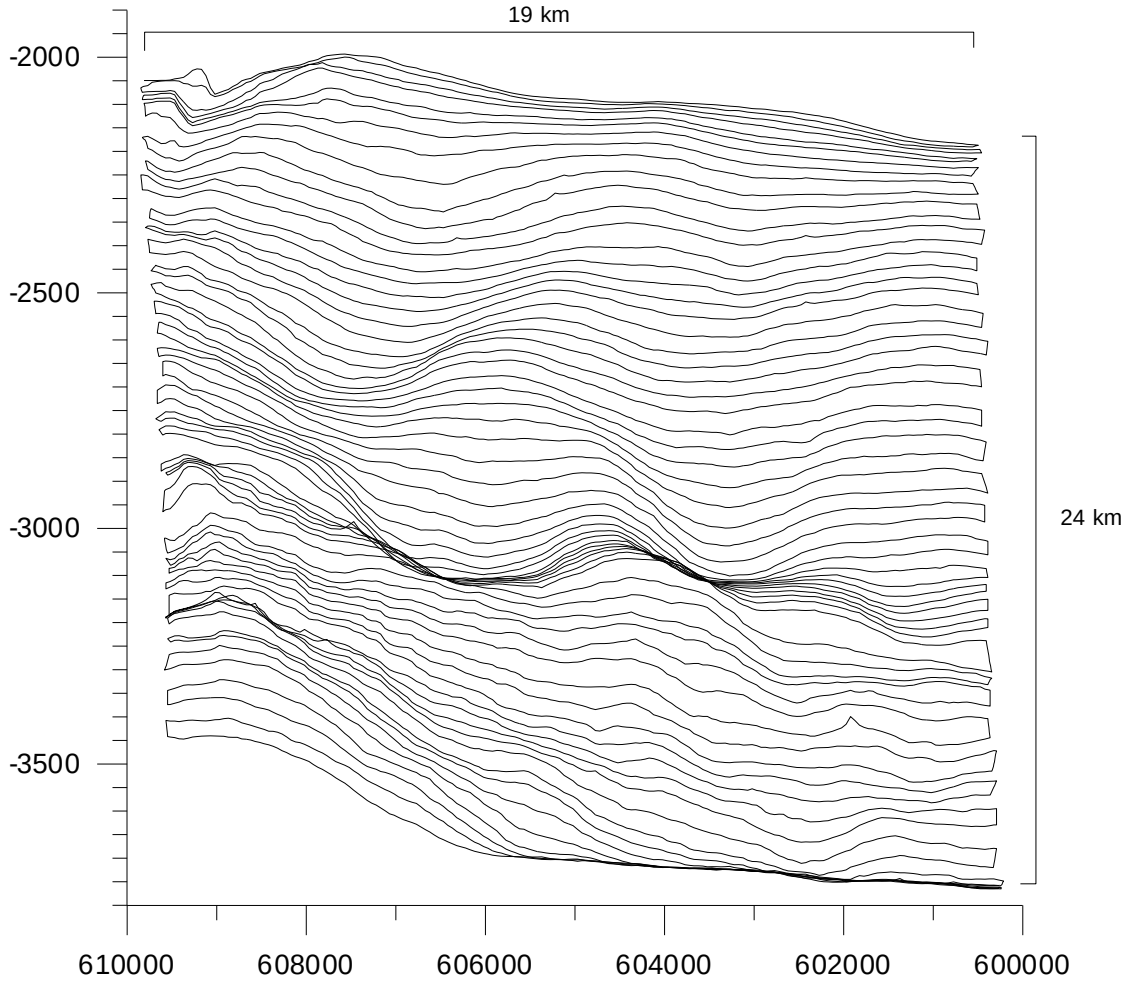
S3


22 km
12 km
-3000
-3500
596000
592000
588000
584000
580000
576000

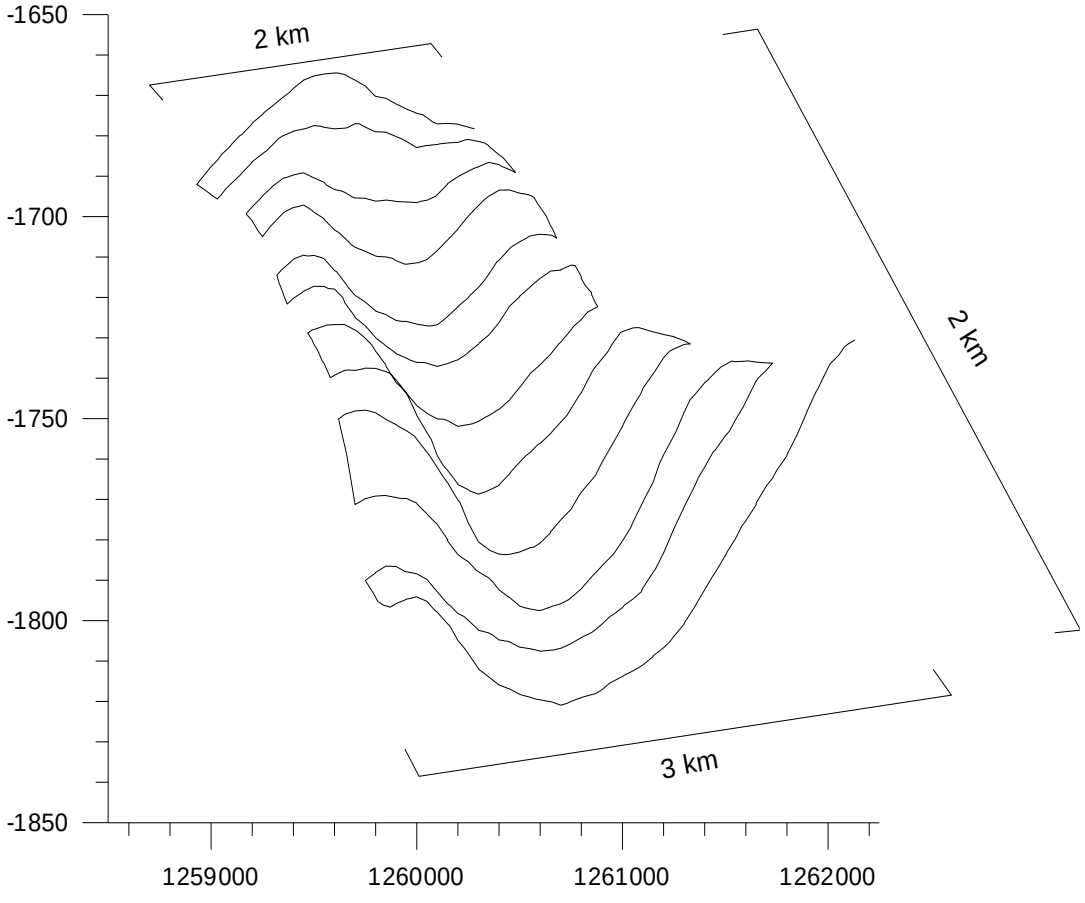
S4


19 km
24 km
-2000
-2500
-3000
-3500
-4000
602000
600000
598000
596000
594000
592000
590000

S5


19 km
-2000
-2500
-3000
-3500
24 km
610000
608000
606000
604000
602000
600000

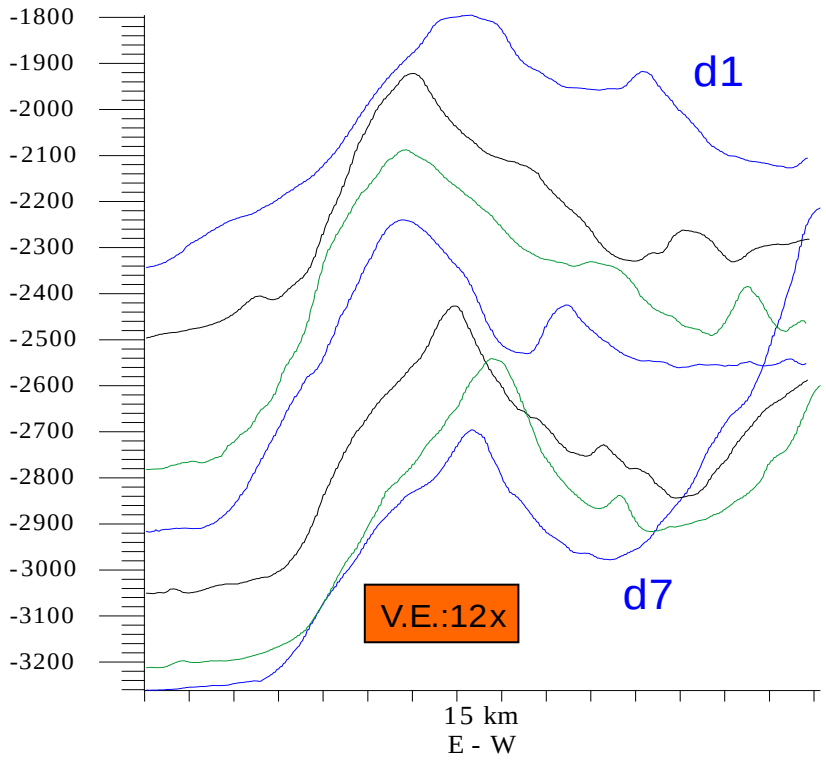
S6


-1650
-1700
-1750
-1800
-1850
2 km
2 km
3 km
1259000
1260000
1261000
1262000

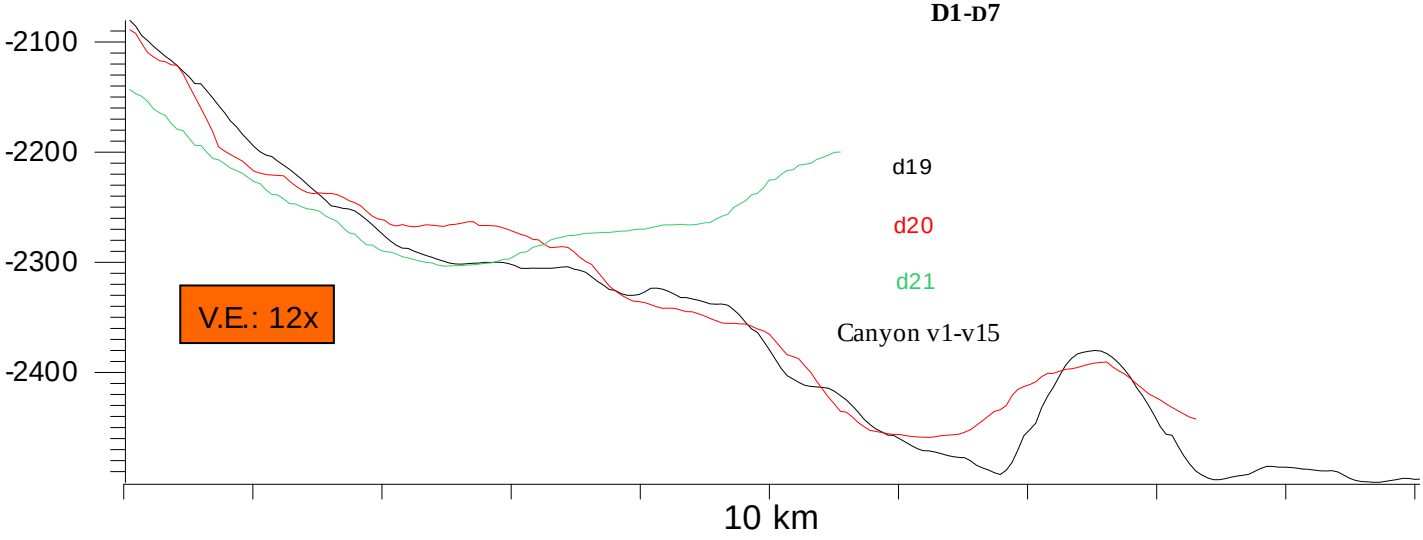
V0

APPENDICE B - Profili topografici

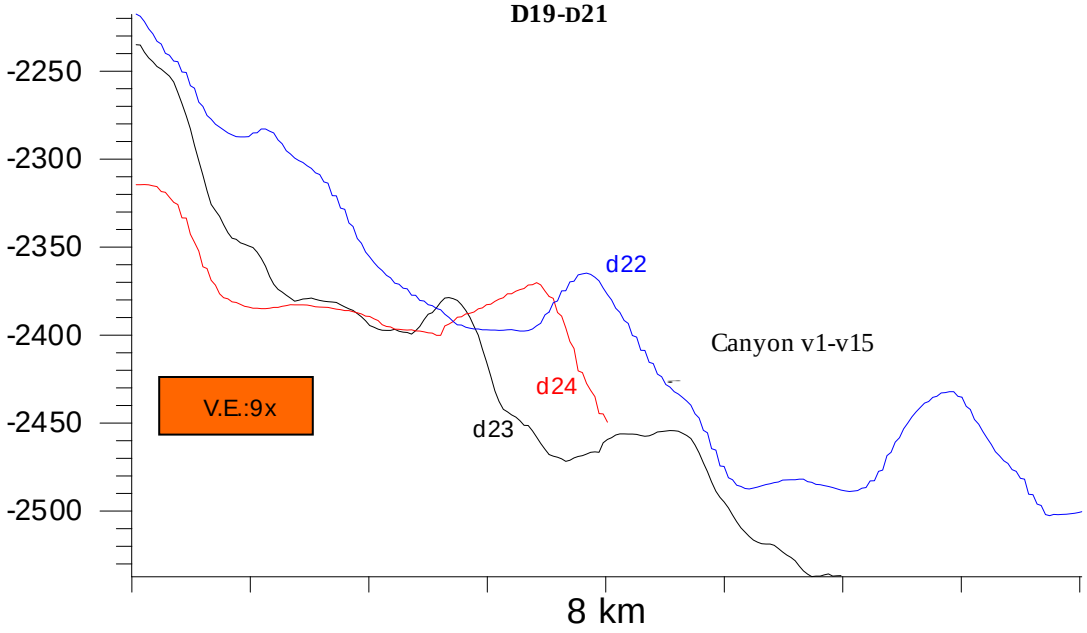
Nota: le scale verticale ed orizzontale non sono costanti.



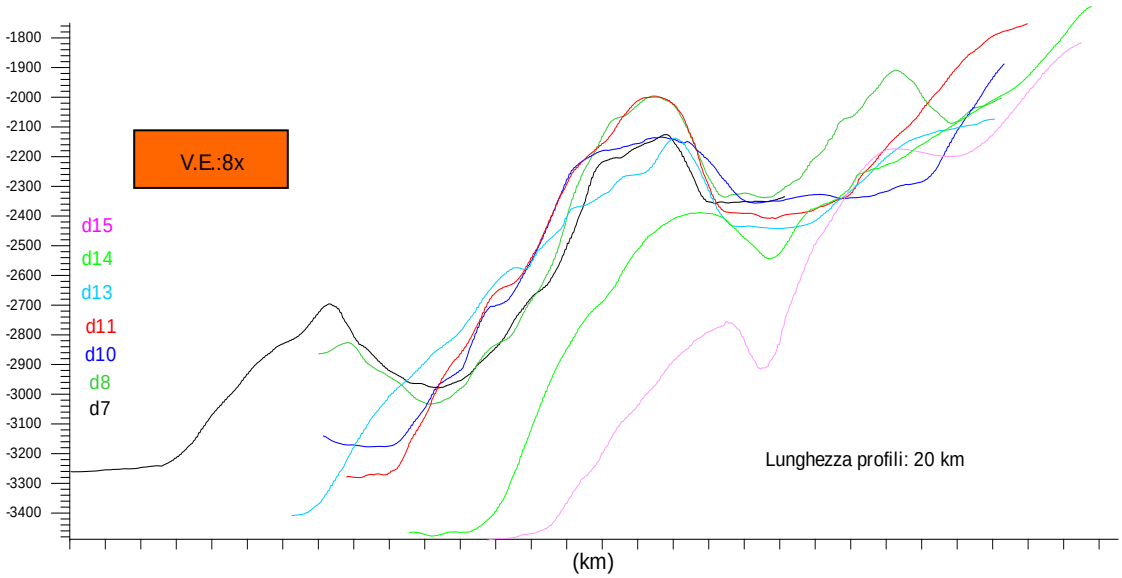
D1-D7



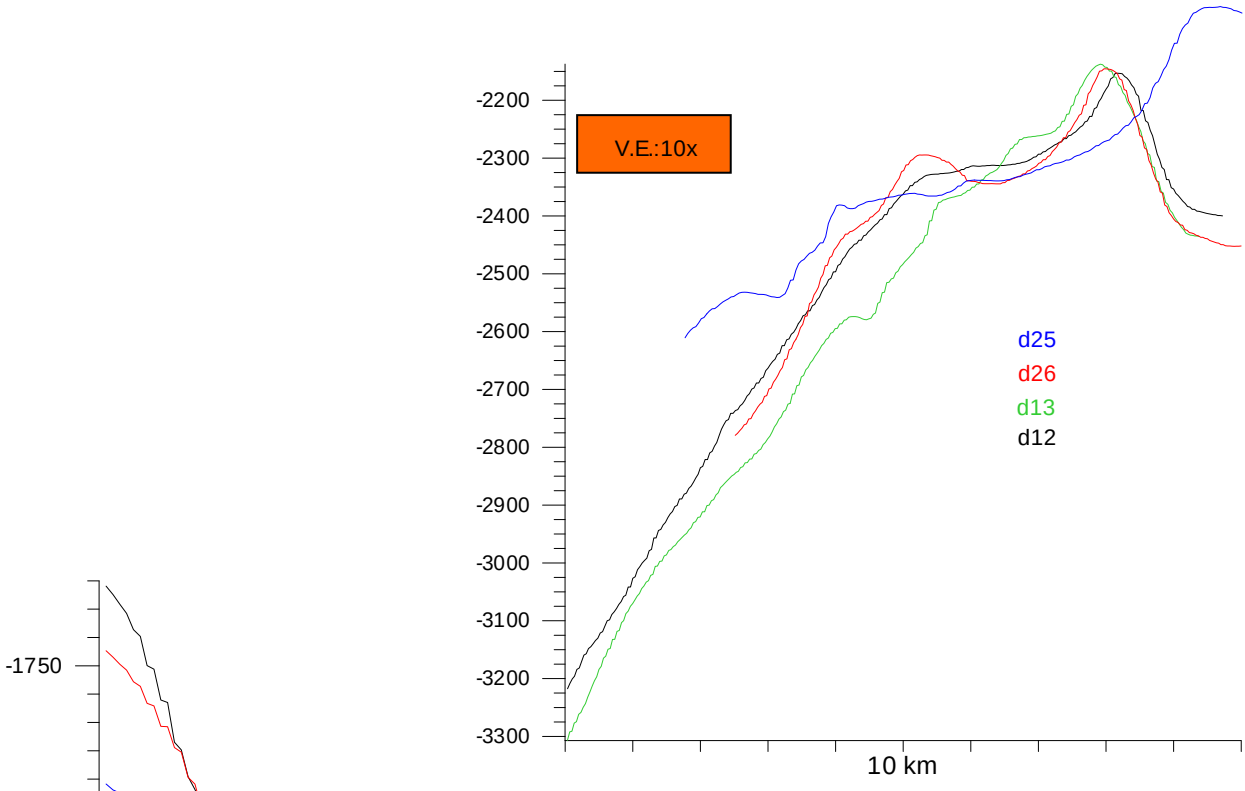
D19-D21



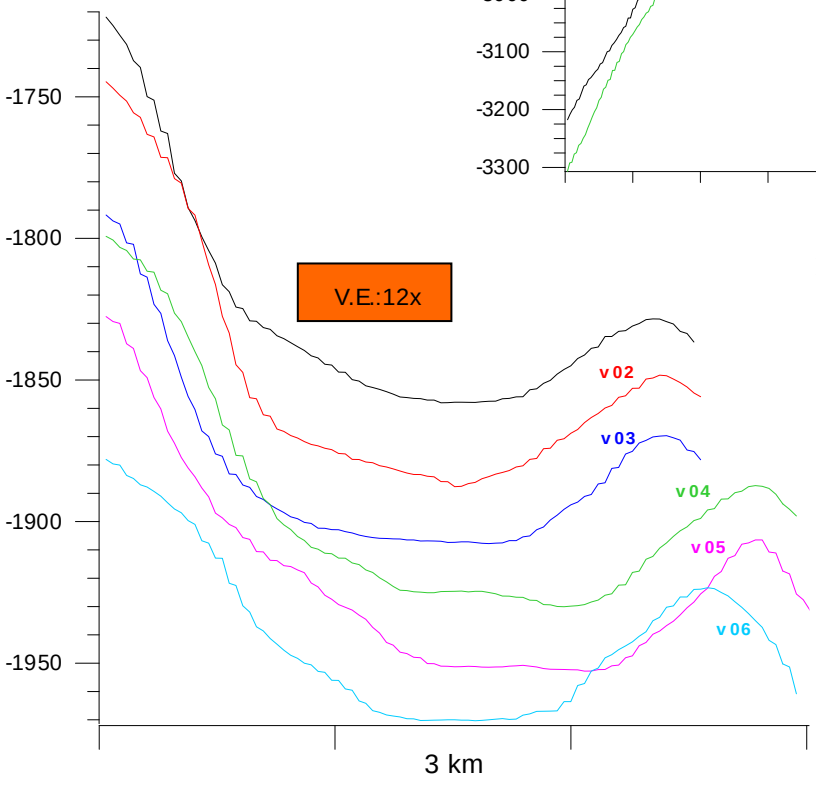
D22-D24



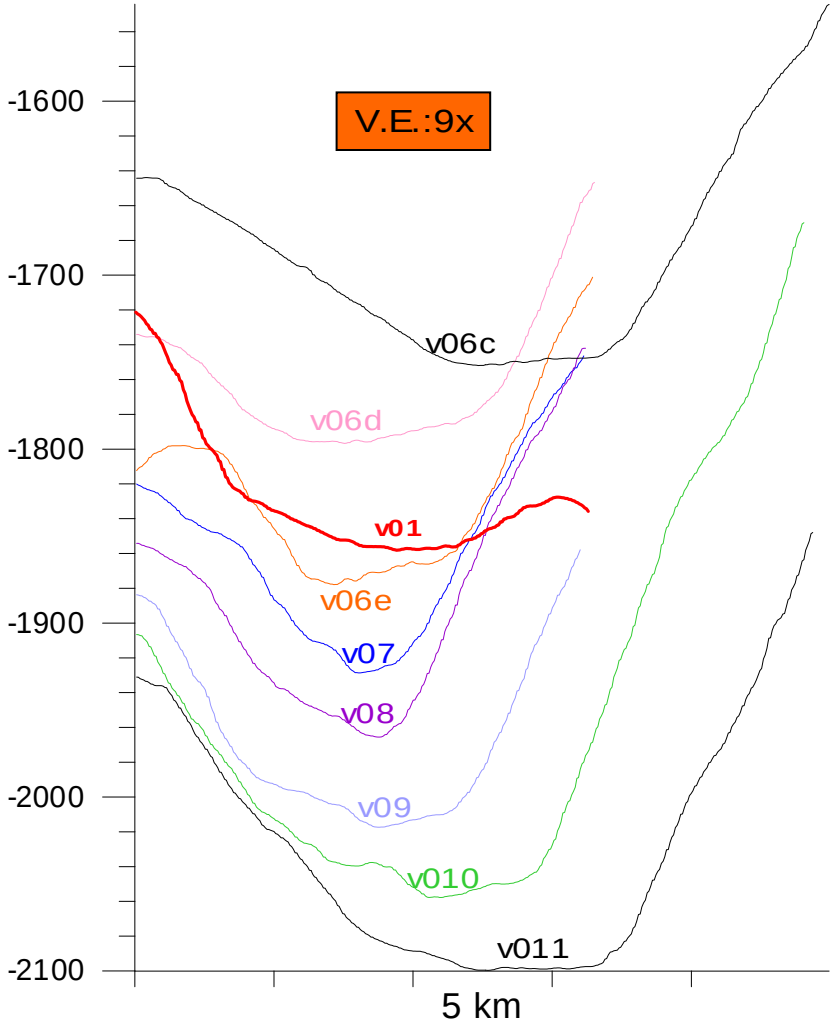
D7-D15



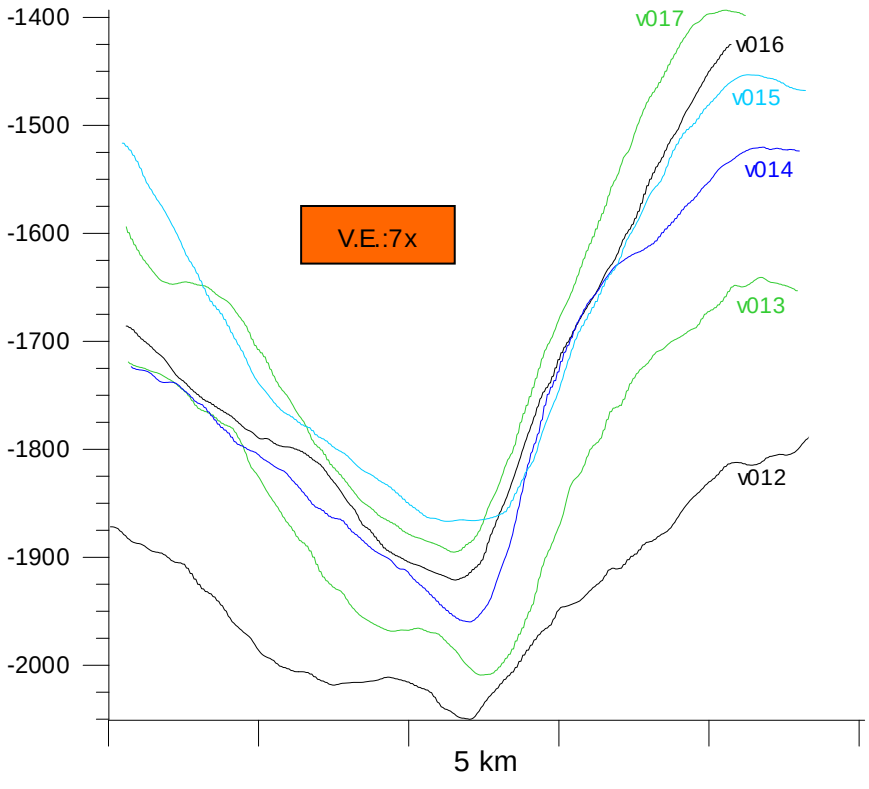
D12,13,25,26



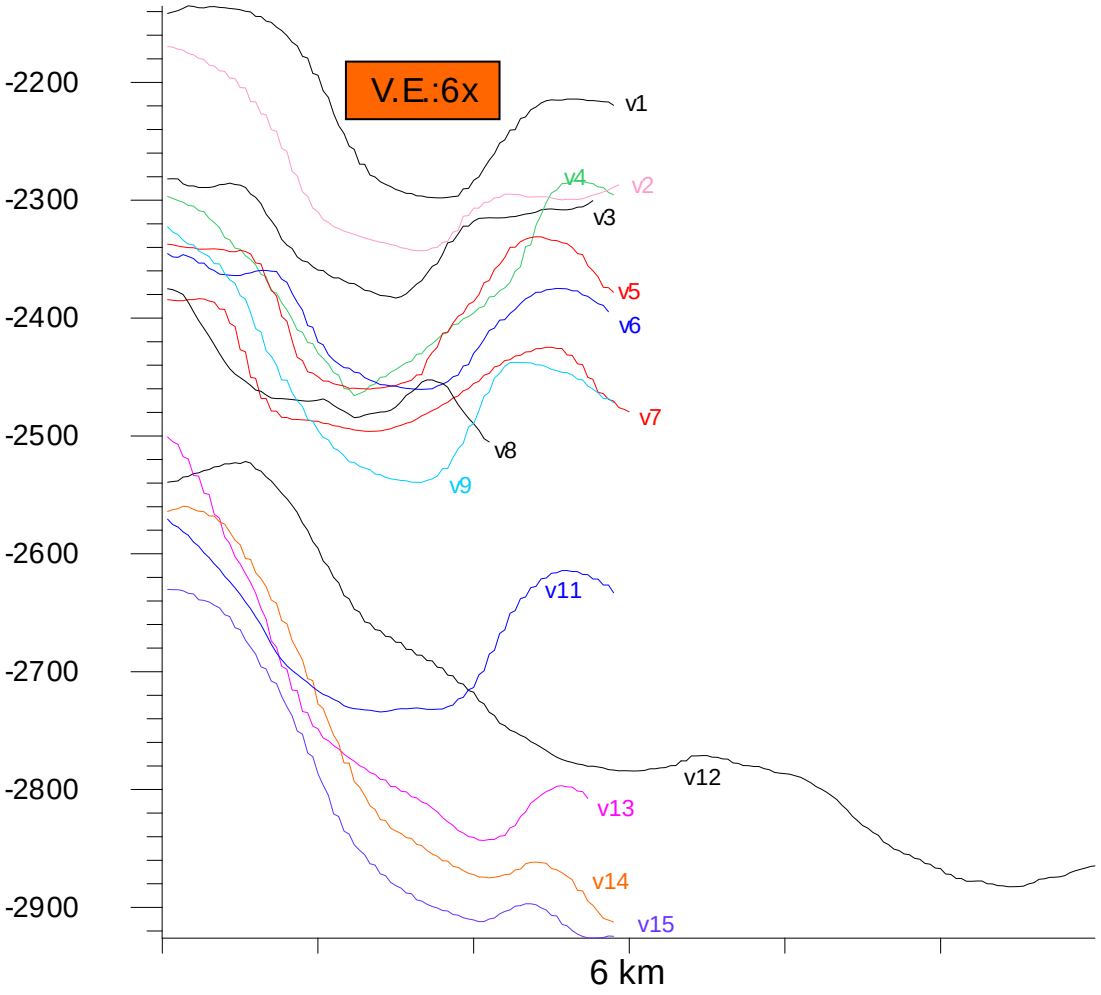
V01-V06



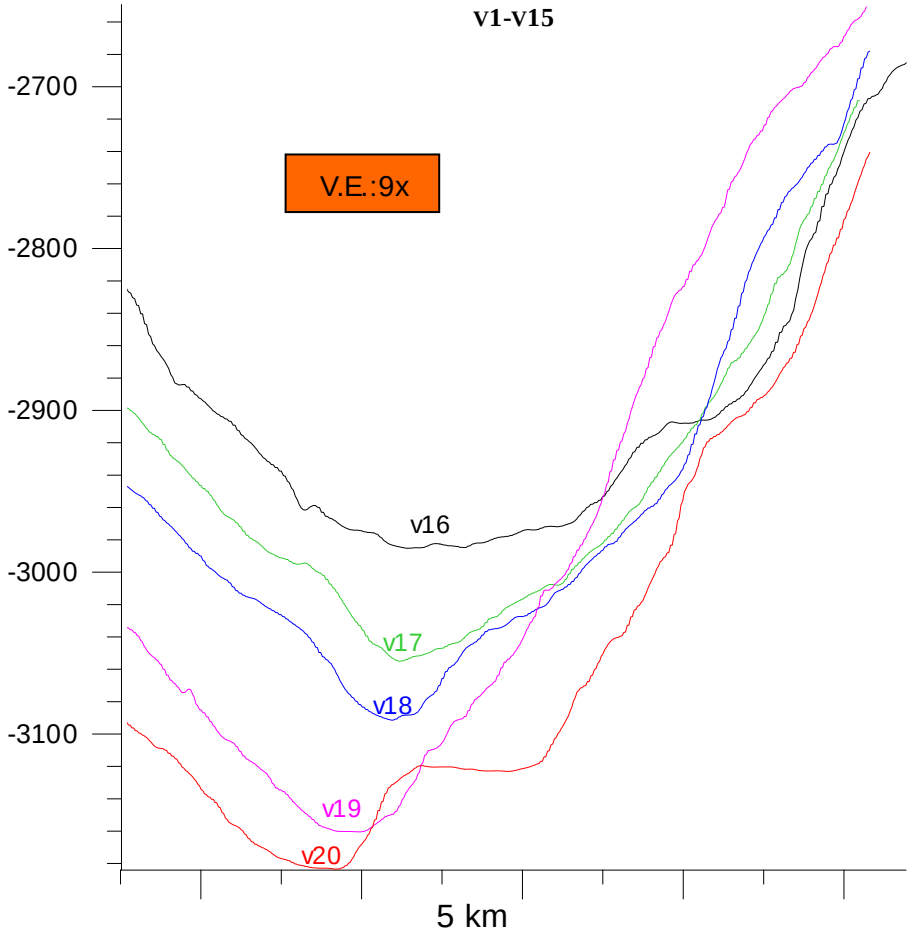
V06C-V011



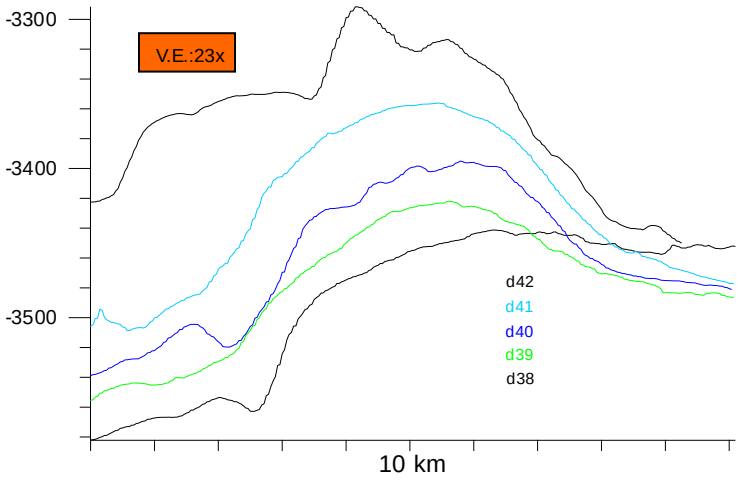
V012-V017



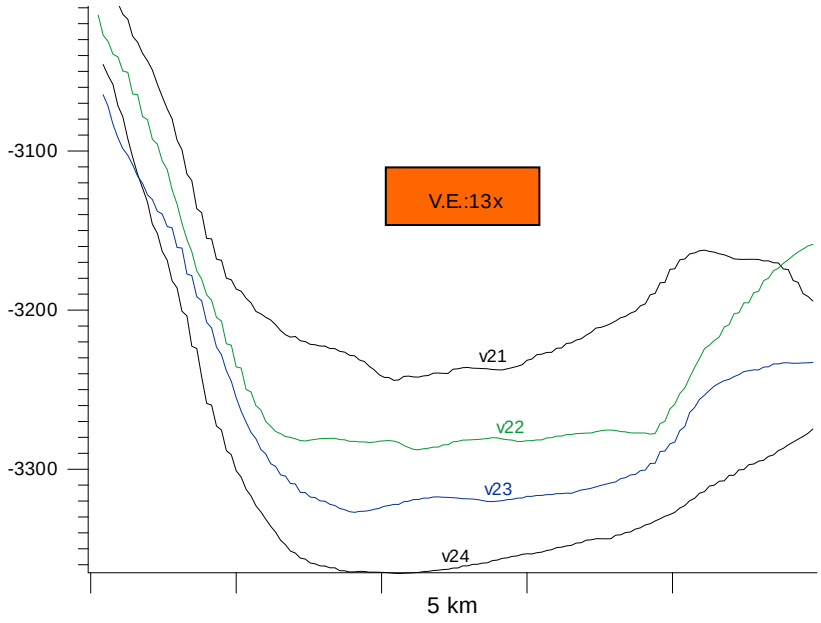
V1-V15



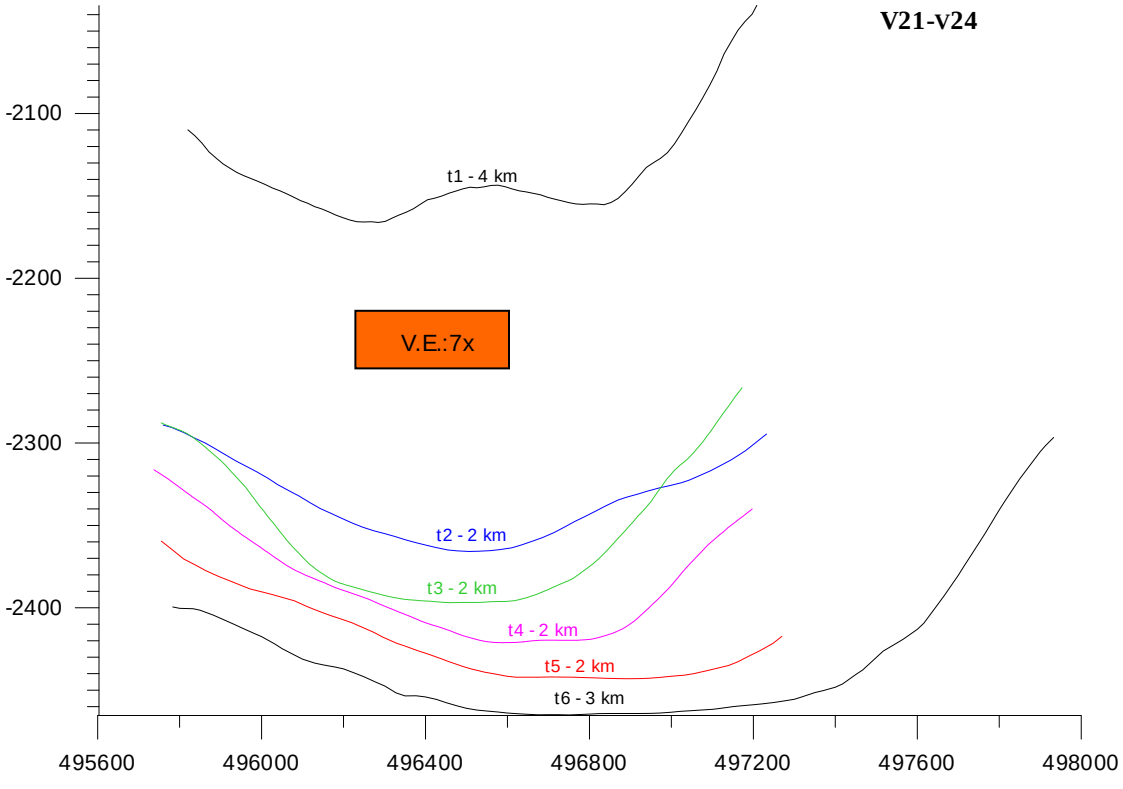
V16-v20



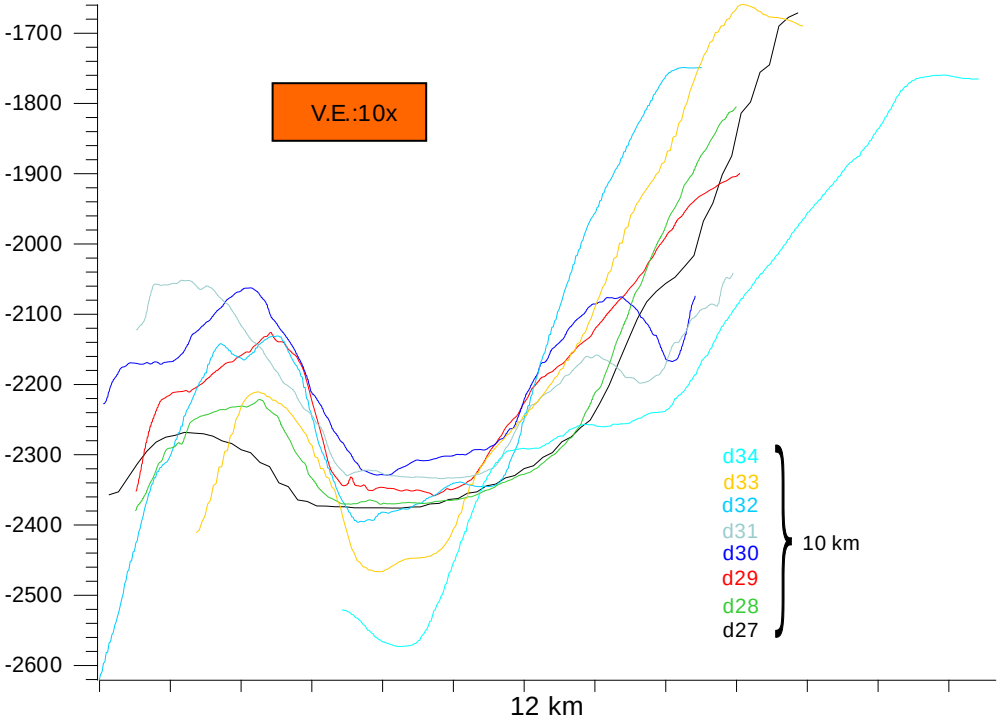
TREZA DORSALED38-D42



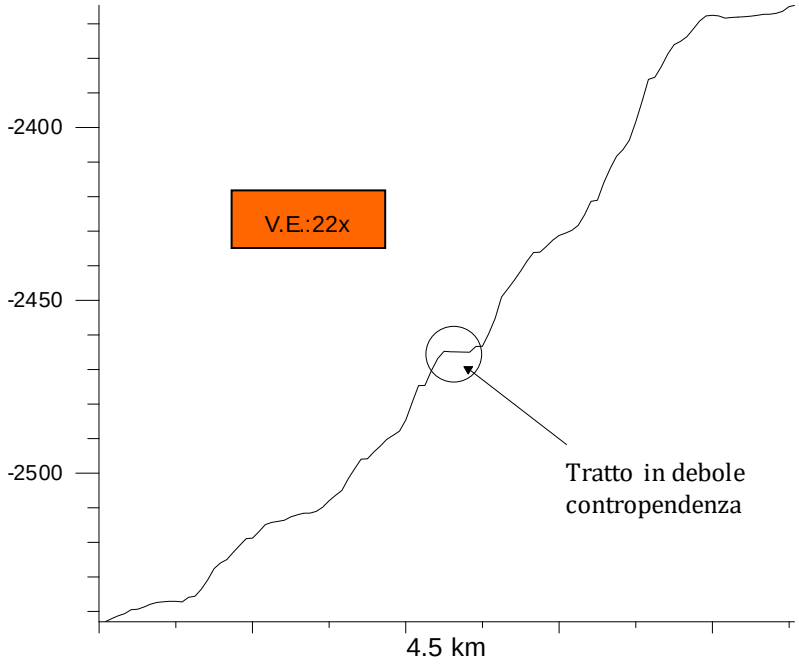
V21-v24



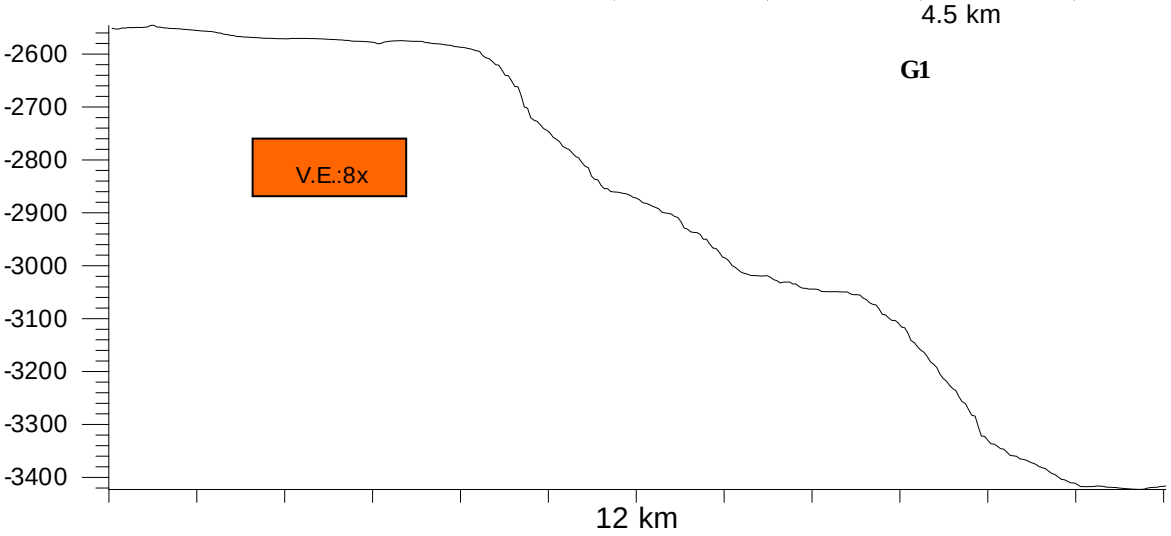
T1-T6


-1700
-1800
-1900
-2000
-2100
-2200
-2300
-2400
-2500
-2600
V.E.:10x
d34
d33
d32
d31
d30
d29
d28
d27
10 km
12 km

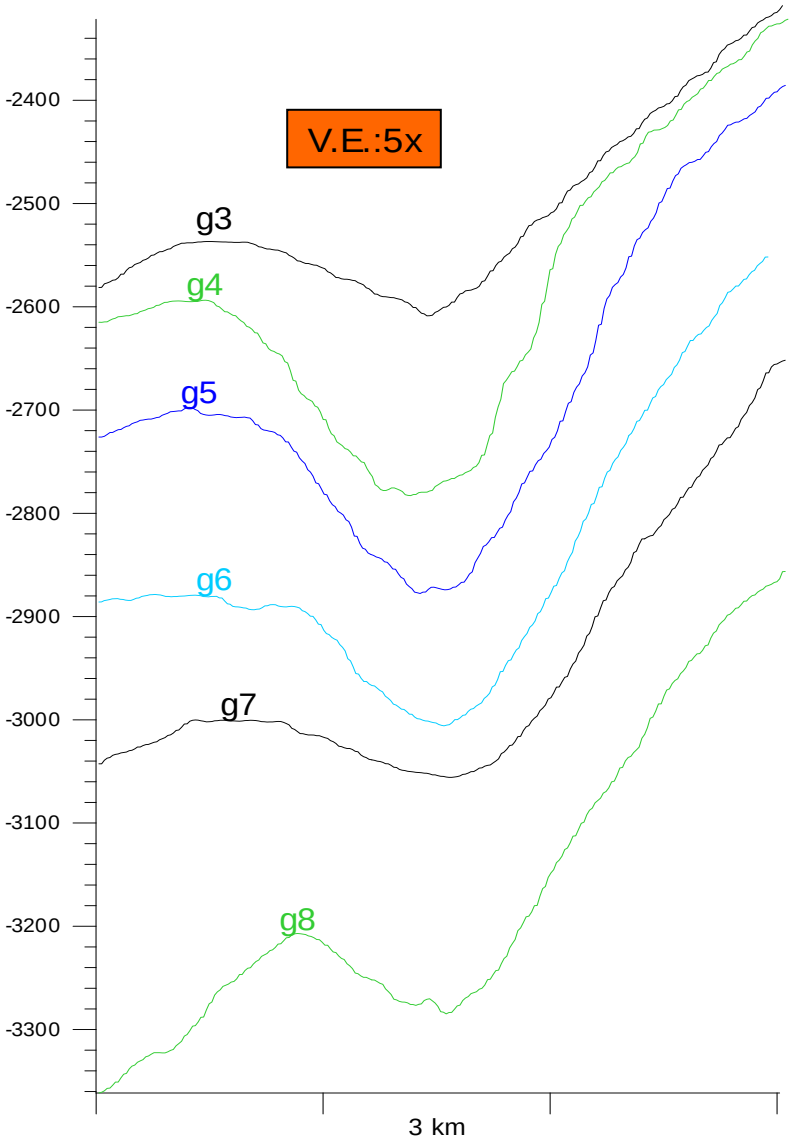
D27-D34


-2400
-2450
-2500
V.E.:22x
Tratto in debole
contropendenza
4.5 km

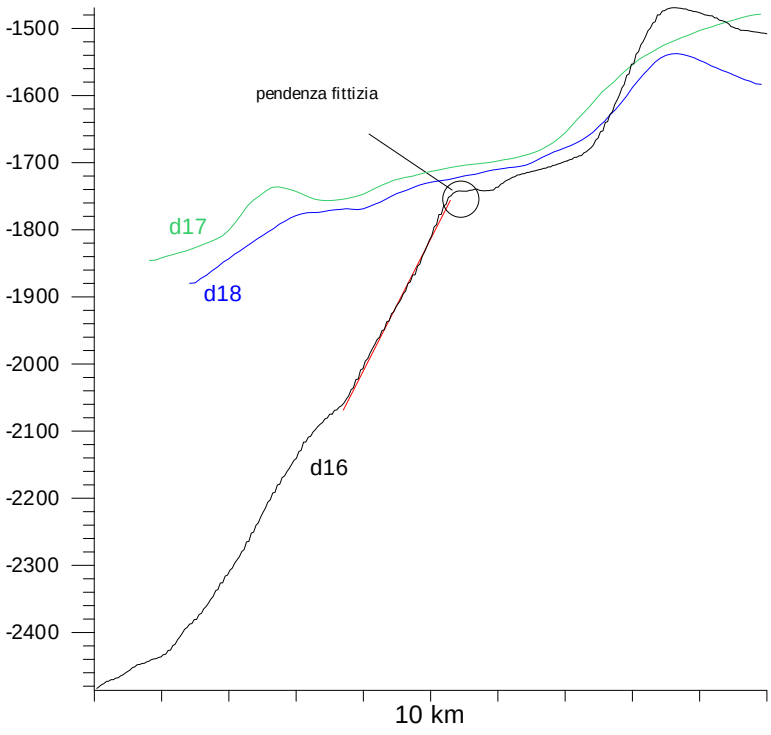
G1


-2600
-2700
-2800
-2900
-3000
-3100
-3200
-3300
-3400
V.E.:8x
12 km

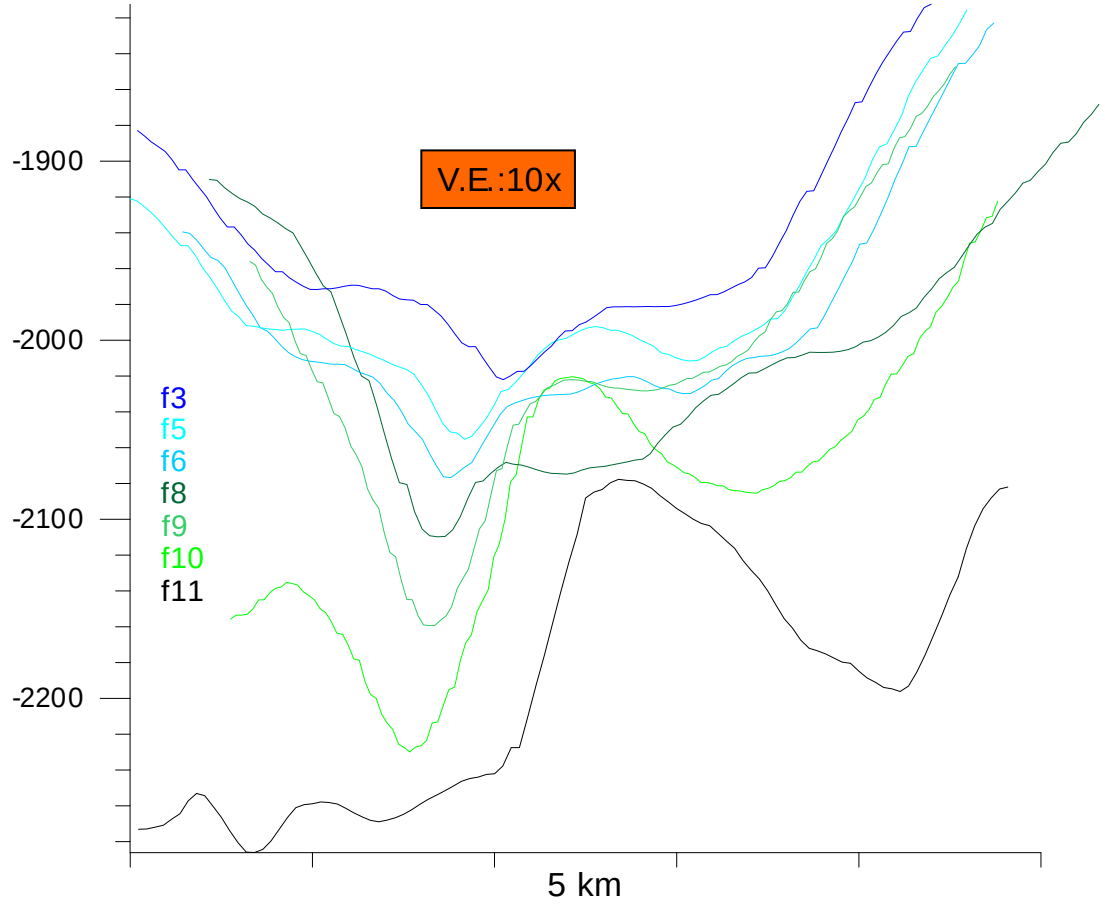
G2



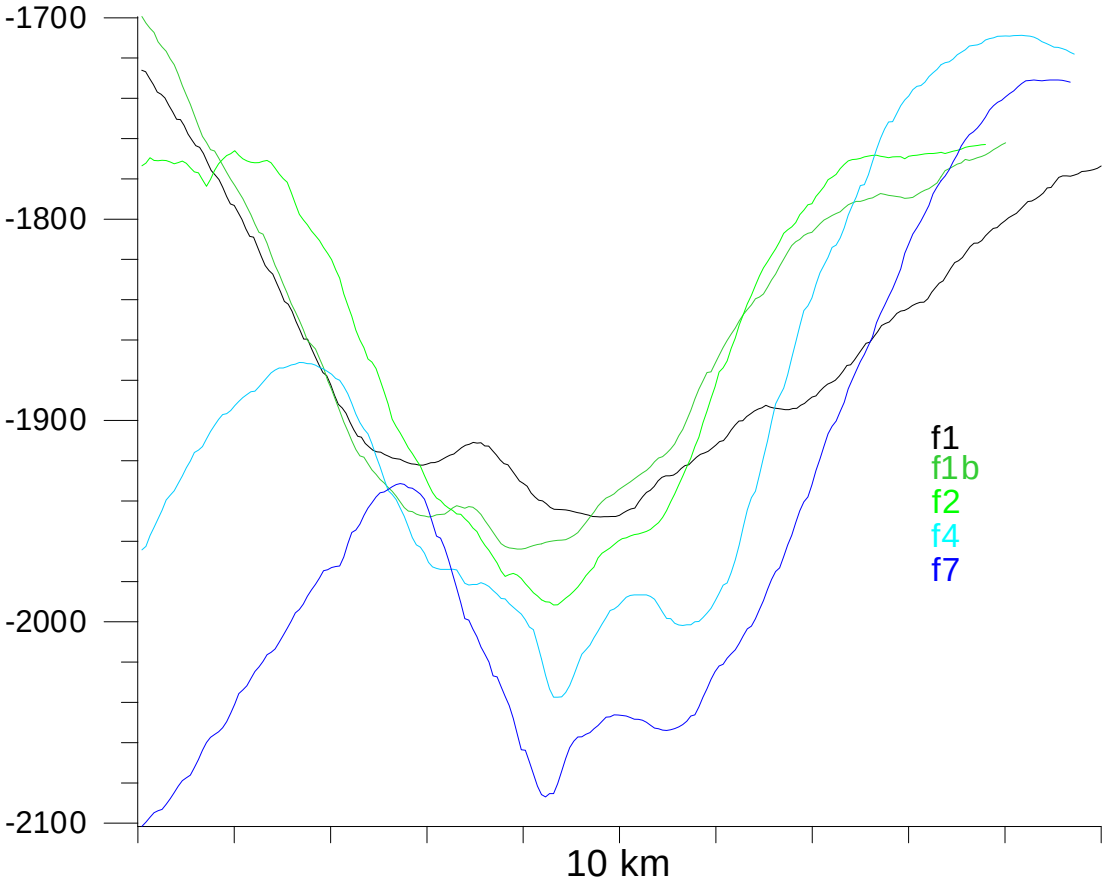
G3-g8



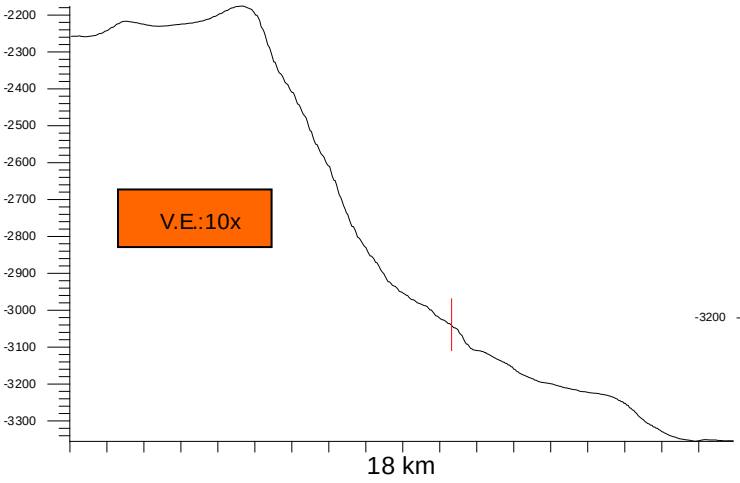
Conca d16-d18



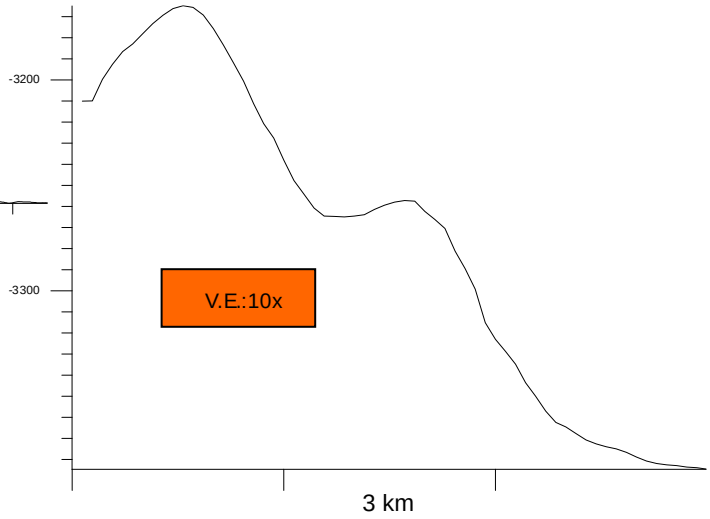
CANYON F1-F11 (PROFILI 5 KM)



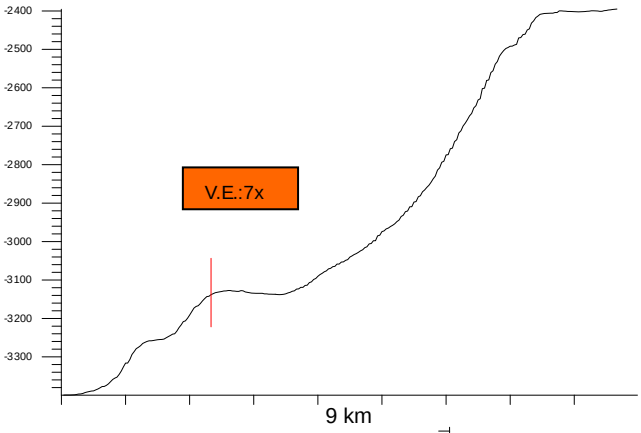
CANYON F1-F11 (PROFILI 10 KM)



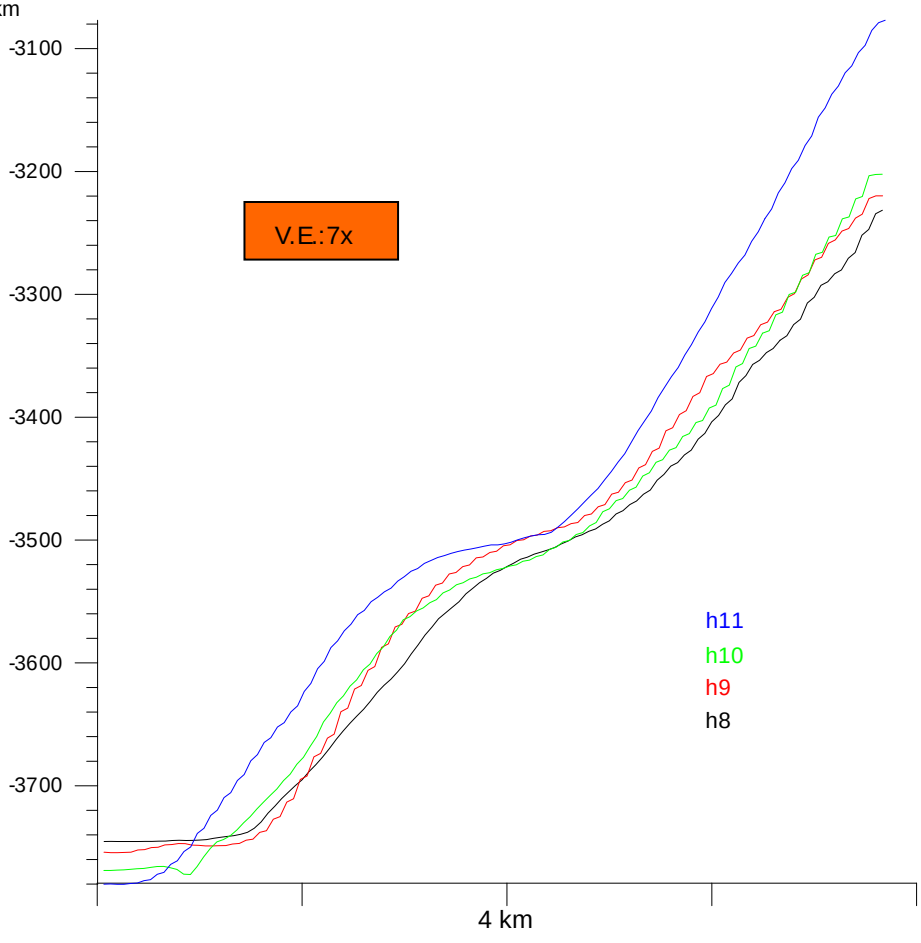
D35



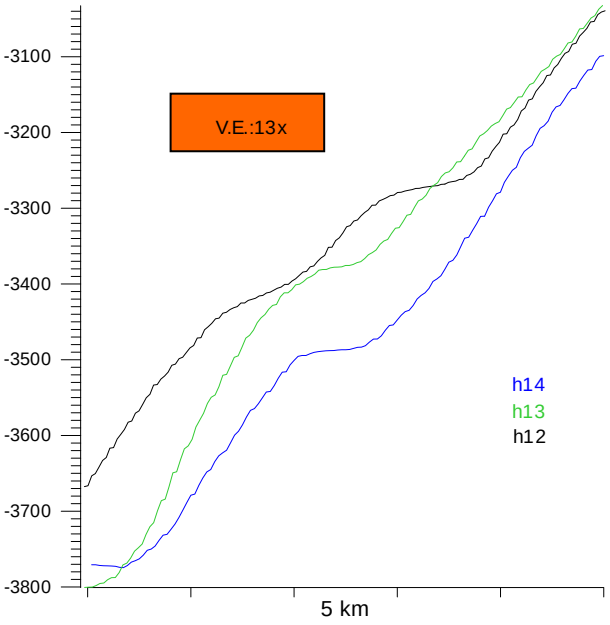
D37



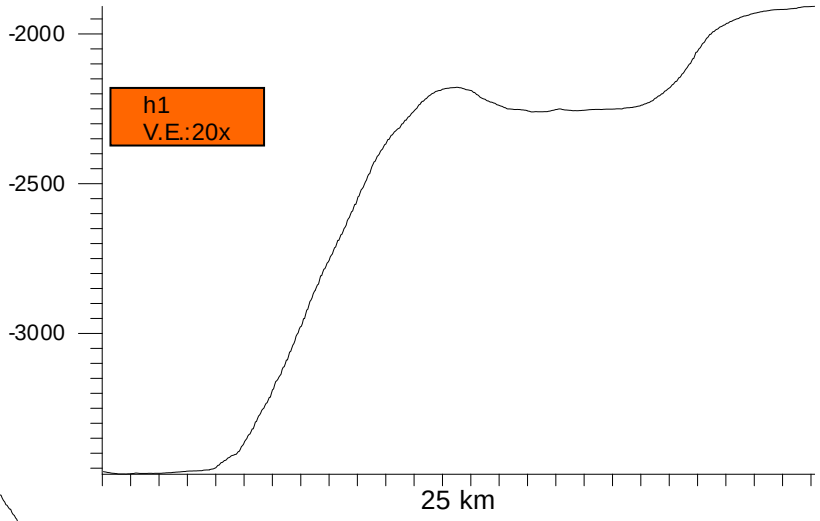
D36



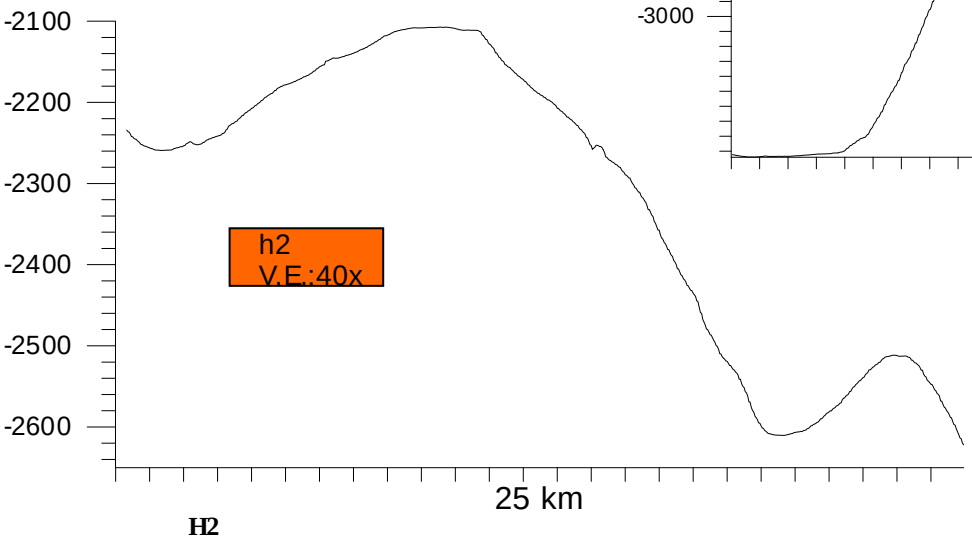
H8-H11



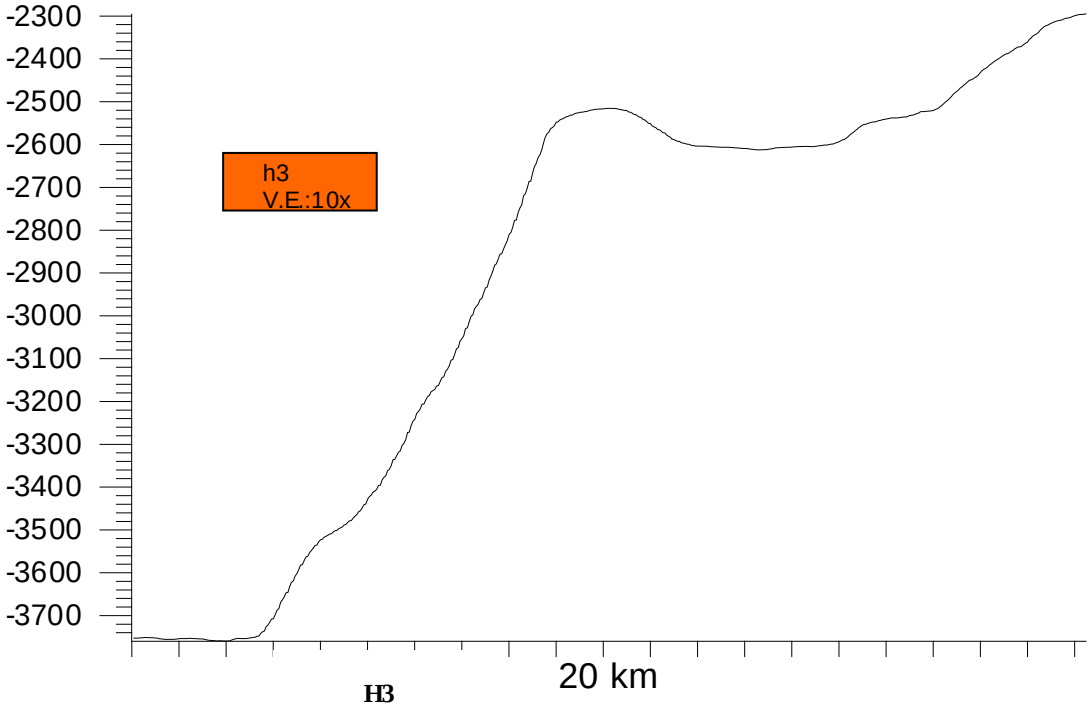
H12-H14



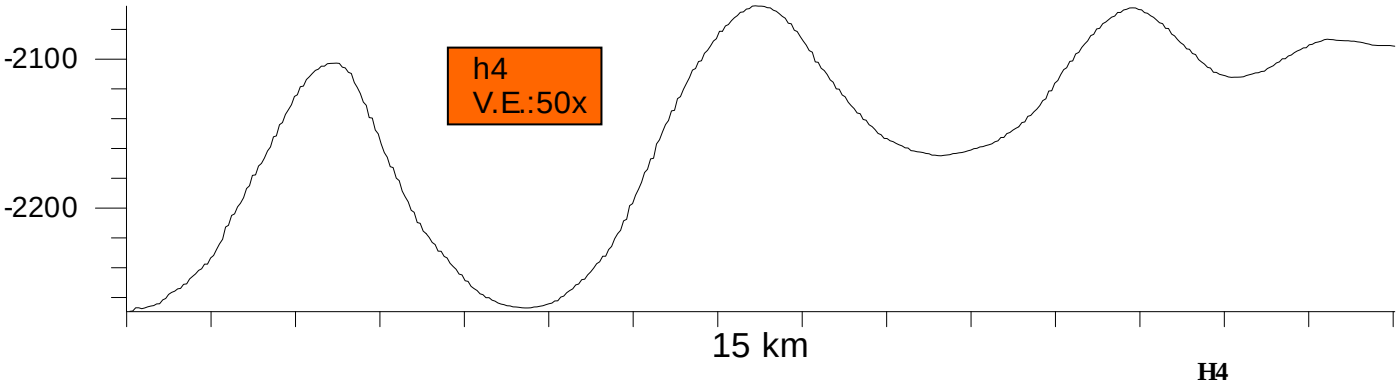
H1



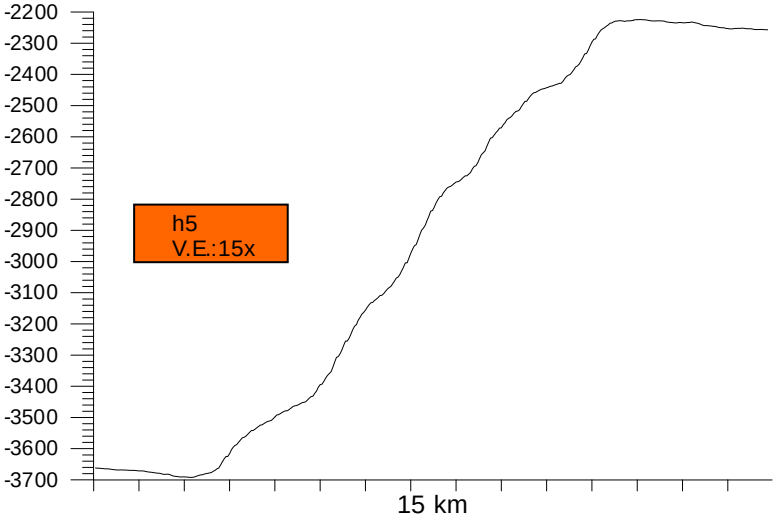
H2



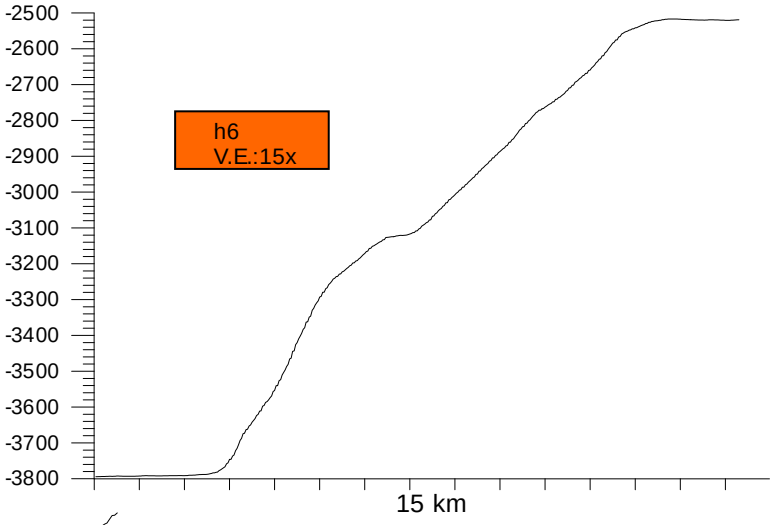
H3



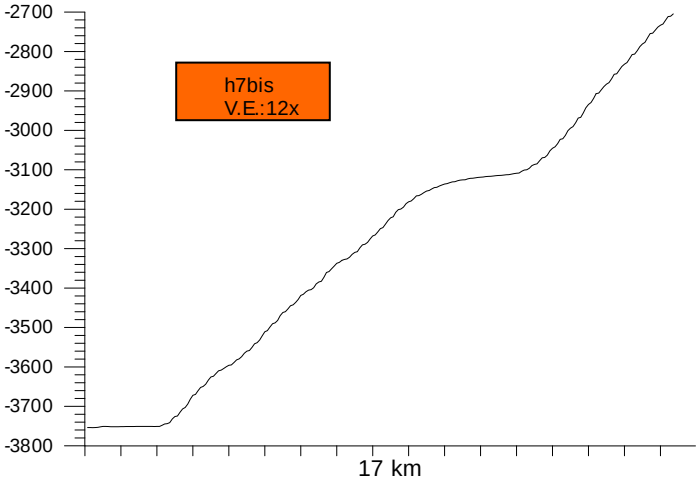
H4



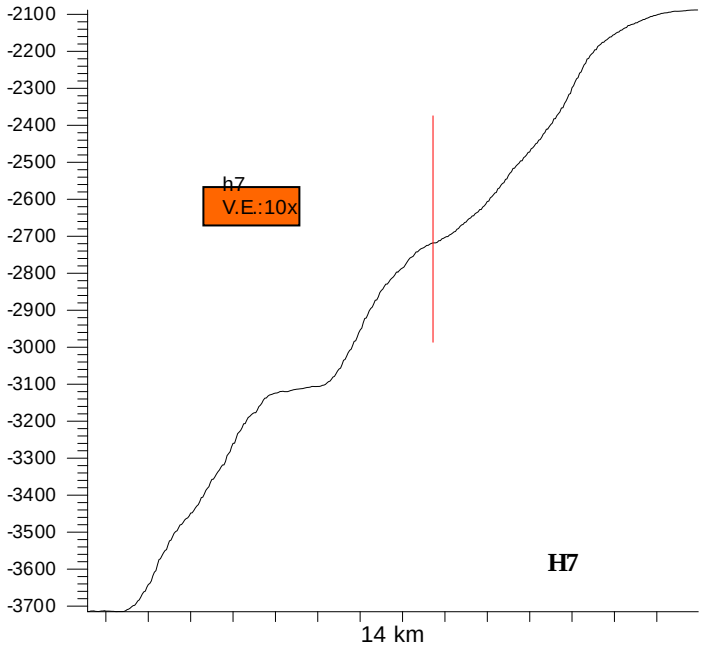
H5



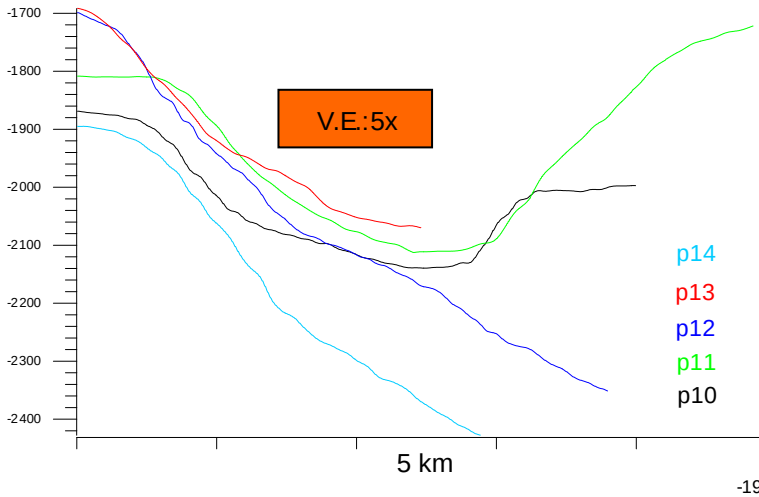
H6



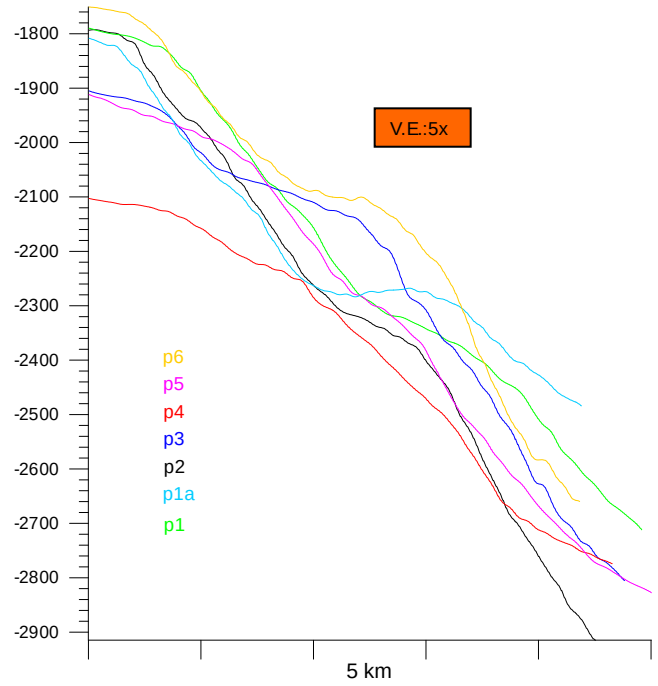
H7 bis



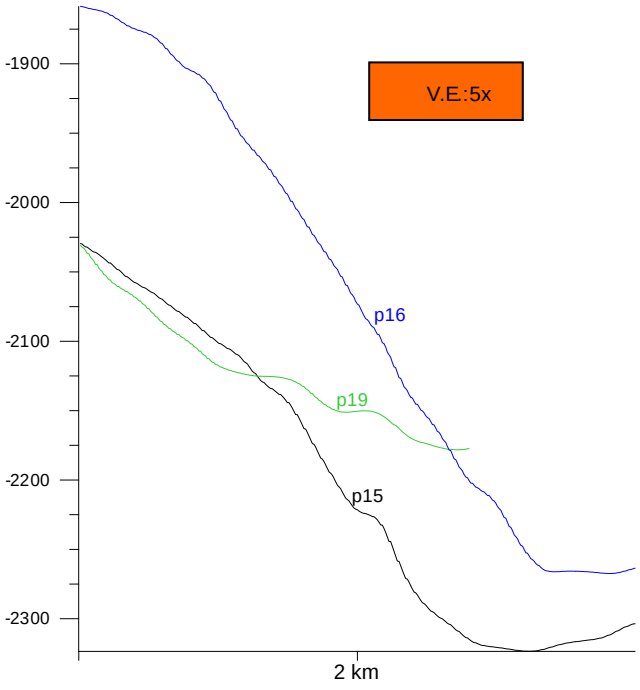
H7



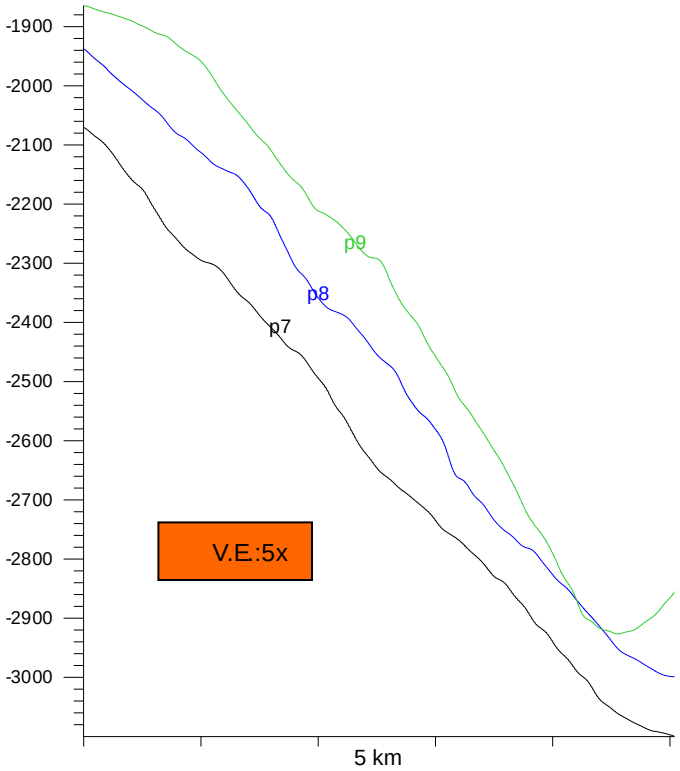
P10-P14



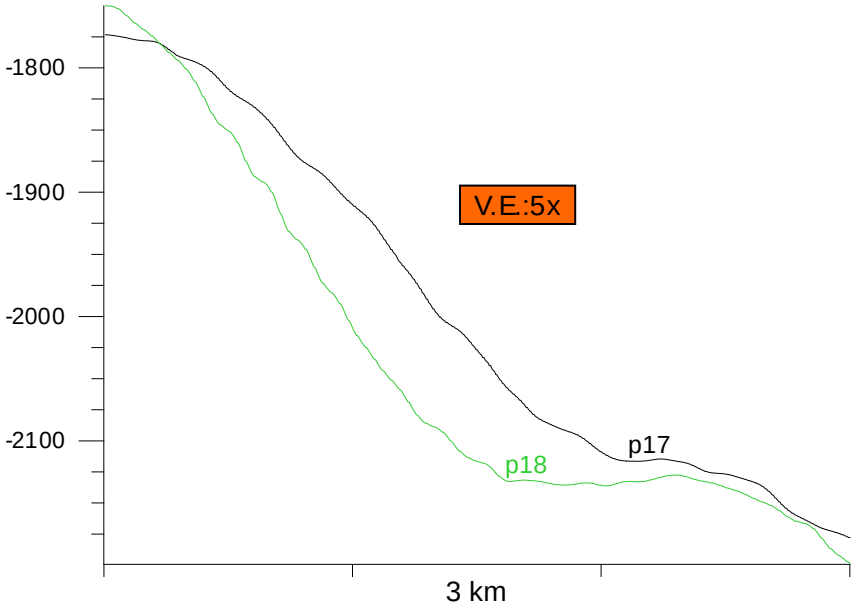
P1-P6



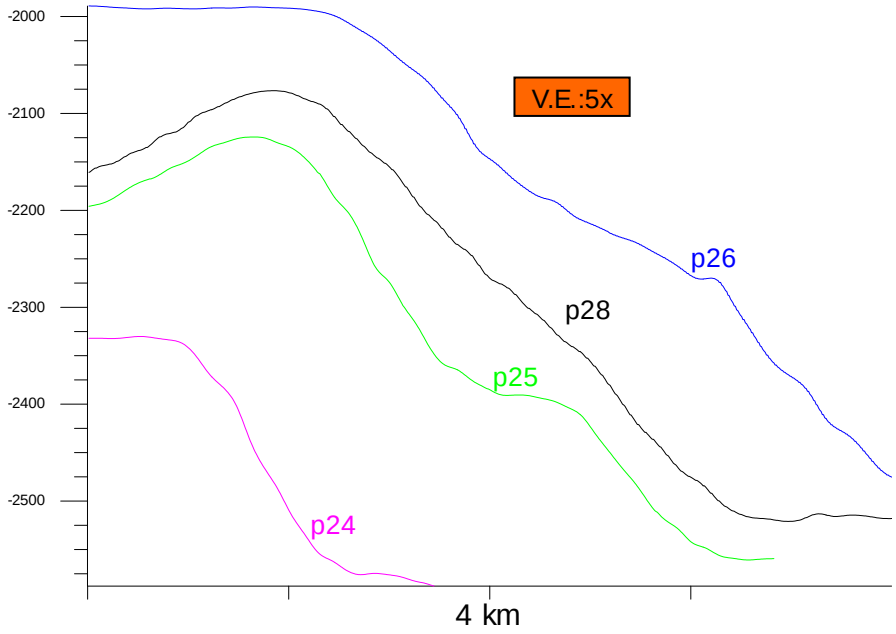
P15-P16-P19



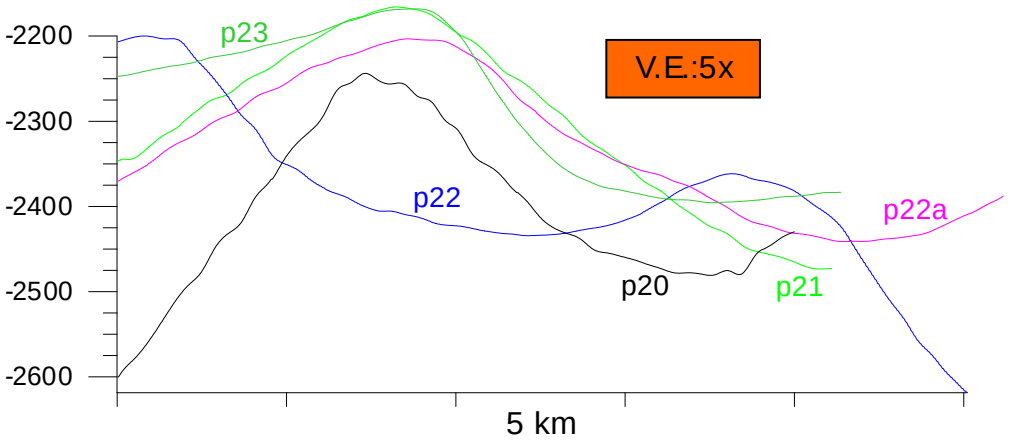
P7-P9



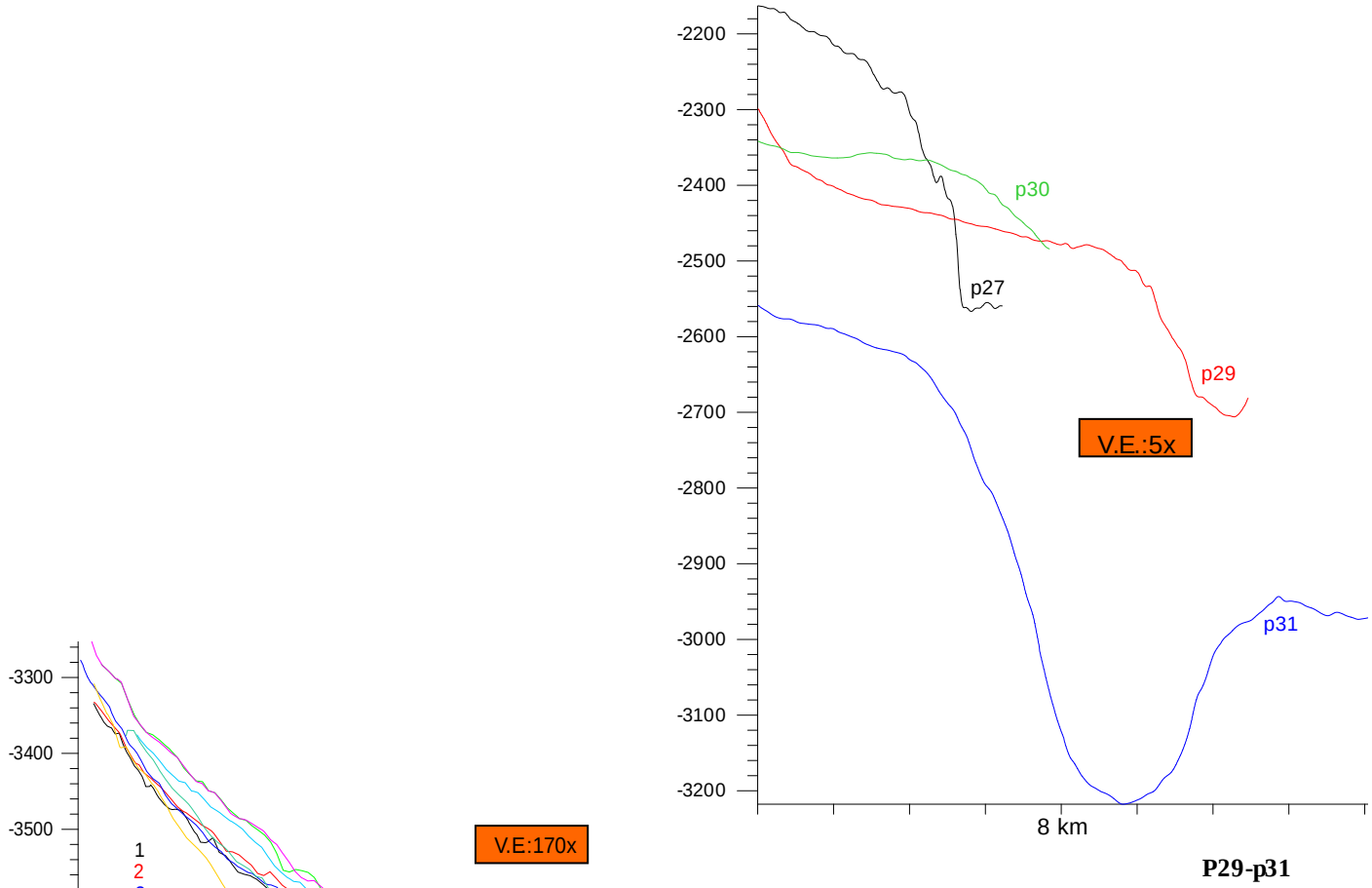
P17-P18



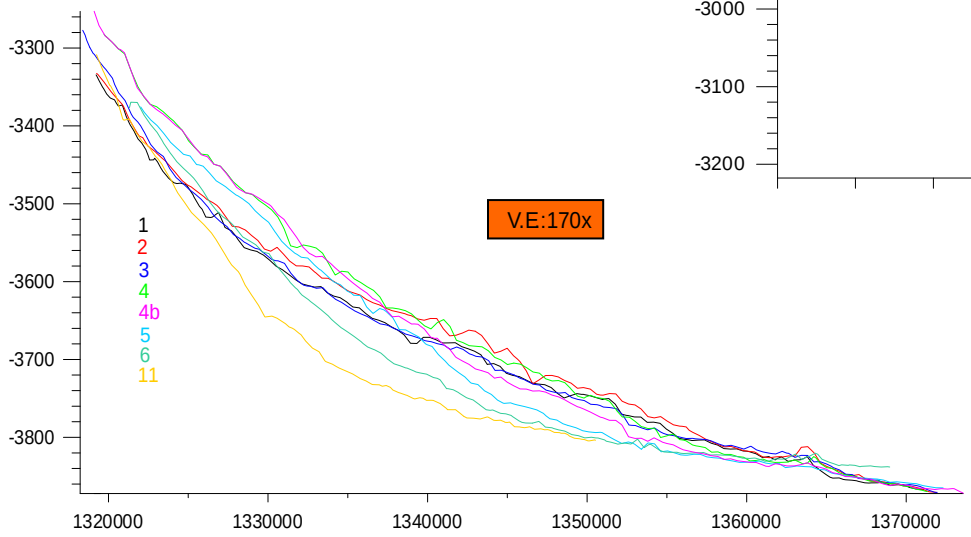
P24-P26



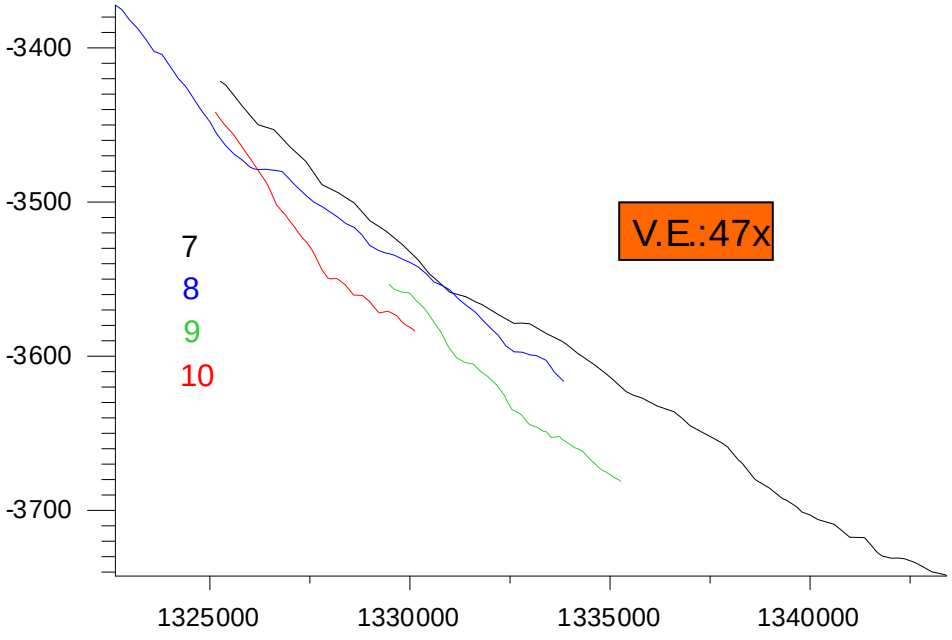
P20-P23



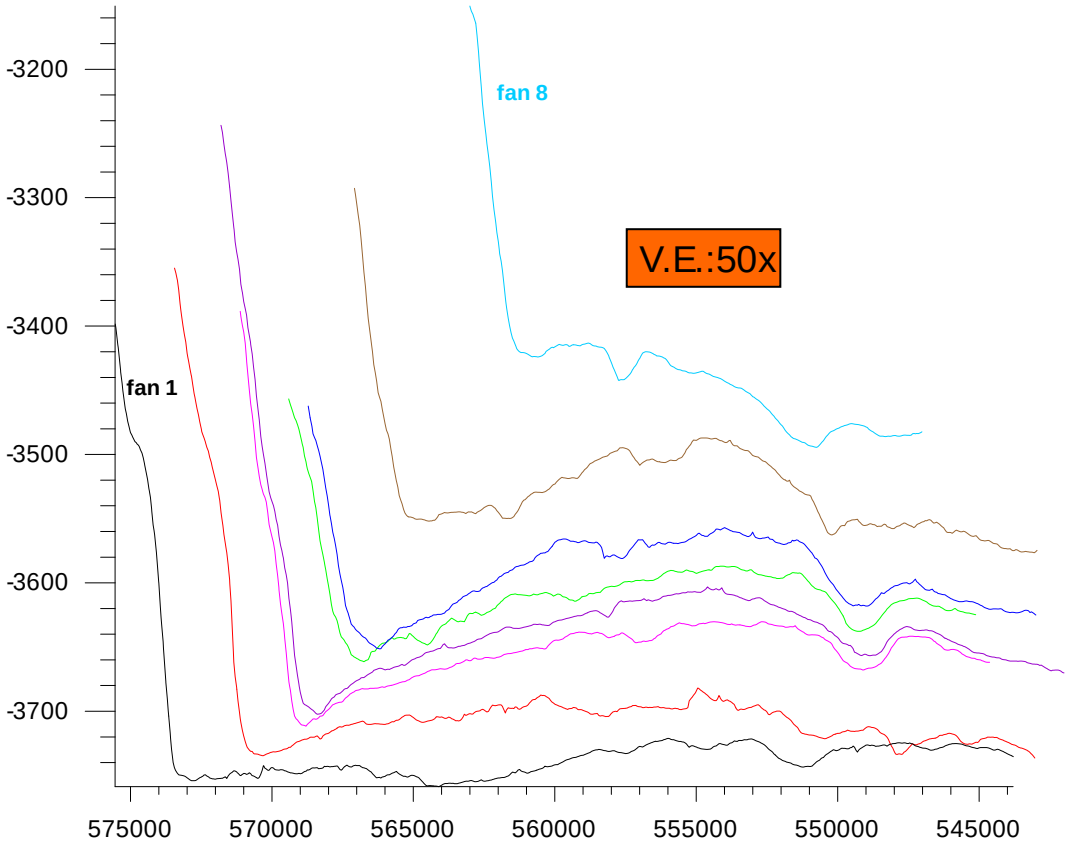
P29-p31



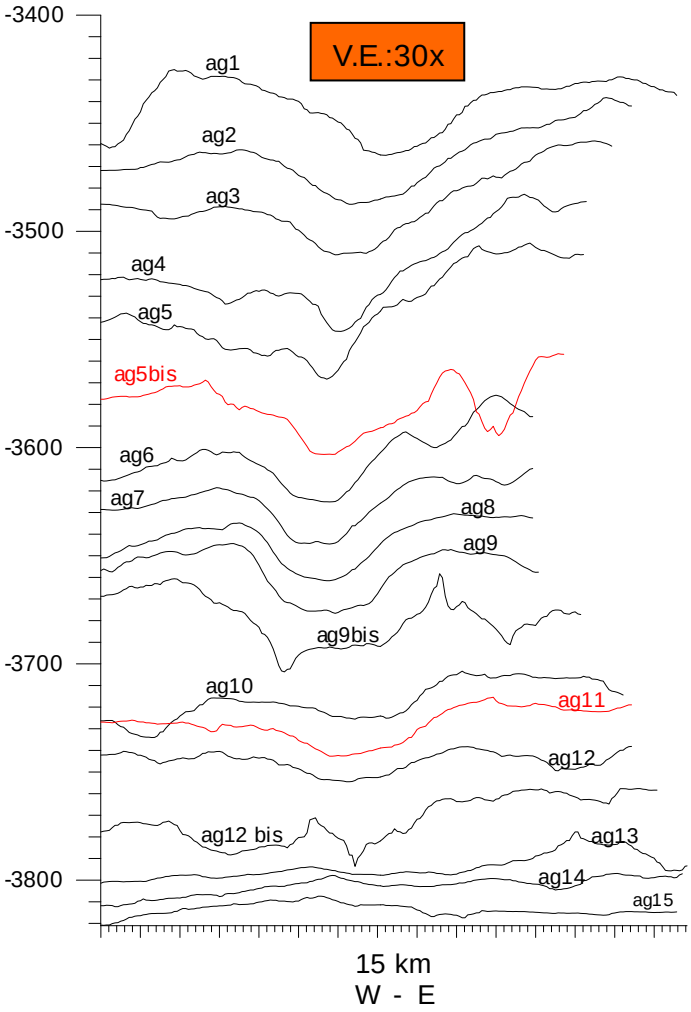
1-11 CONOIDEAGUJA - PROFILI VISTI IN PROSPETTO DALL'ASSE DELLA LATITUDINE



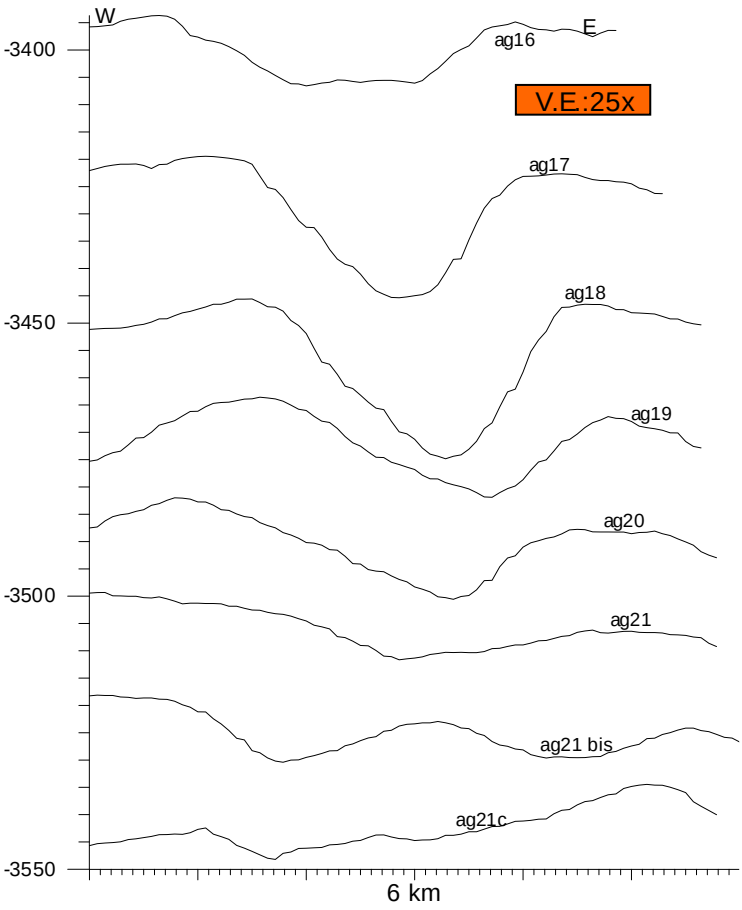
7-10



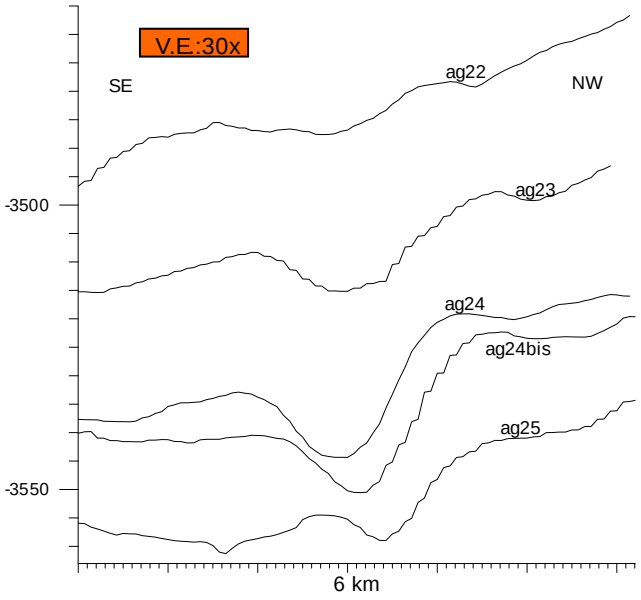
FAN1-FAN8



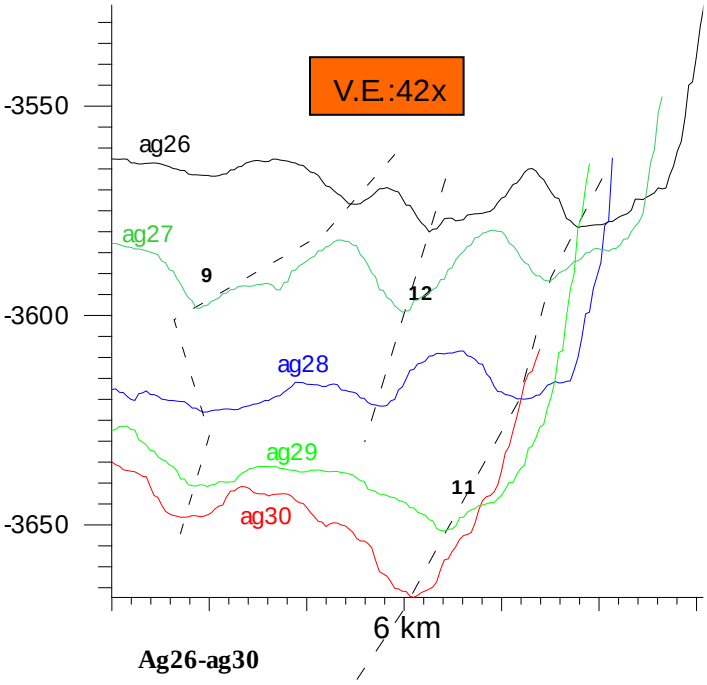
AG1-AG15



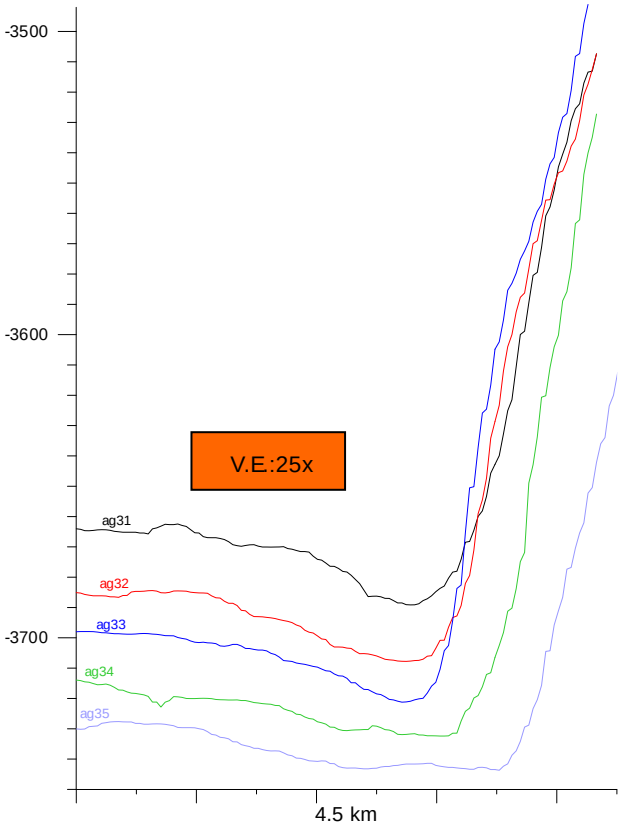
Ag16-ag21c



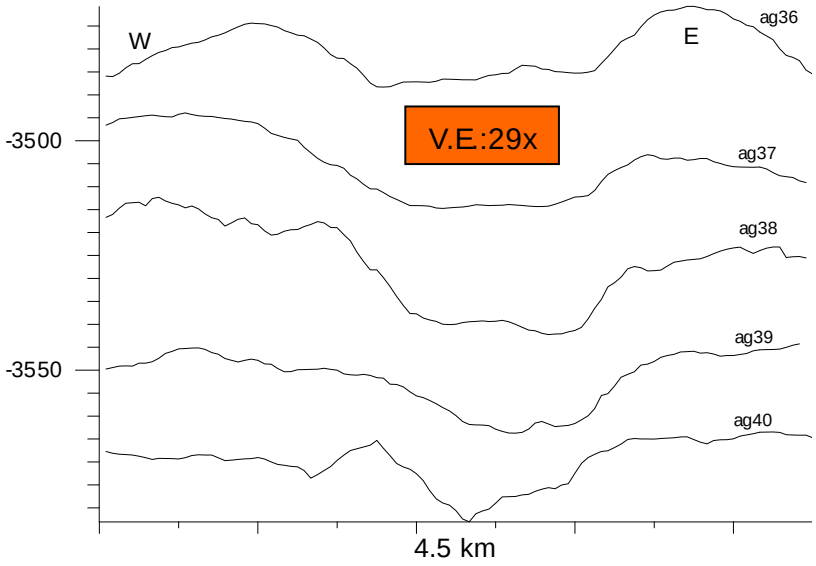
Ag22-ag25



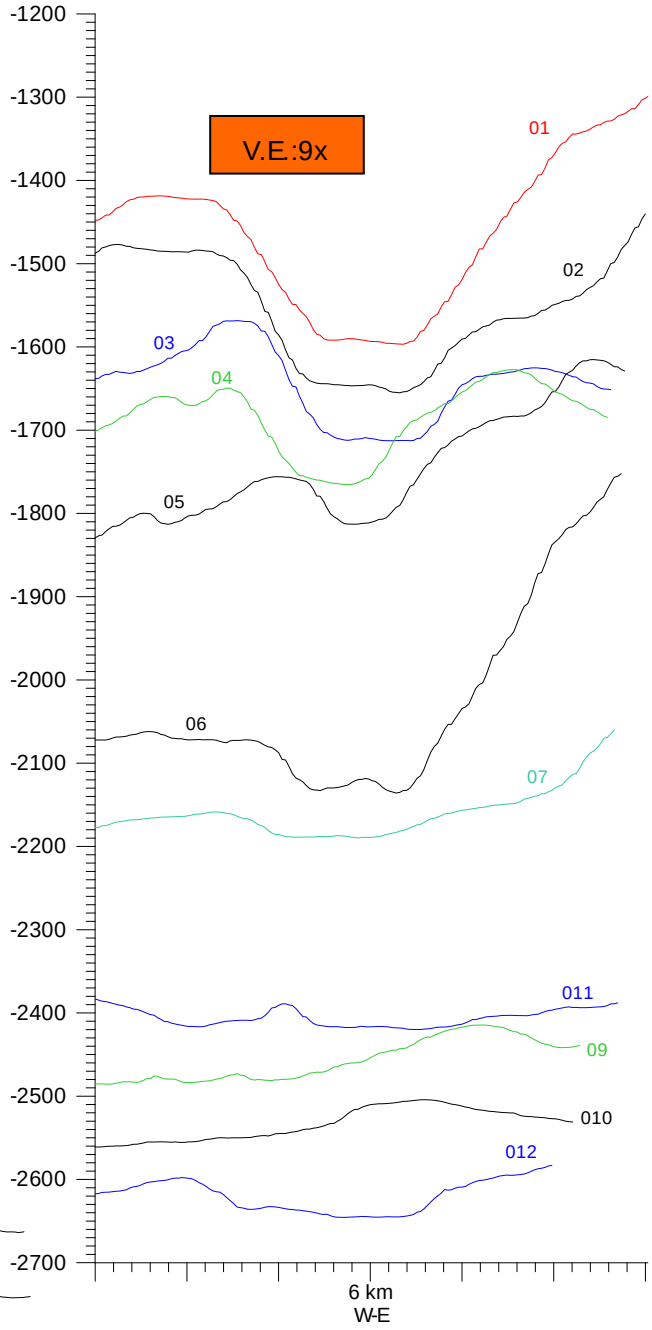
Ag26-ag30



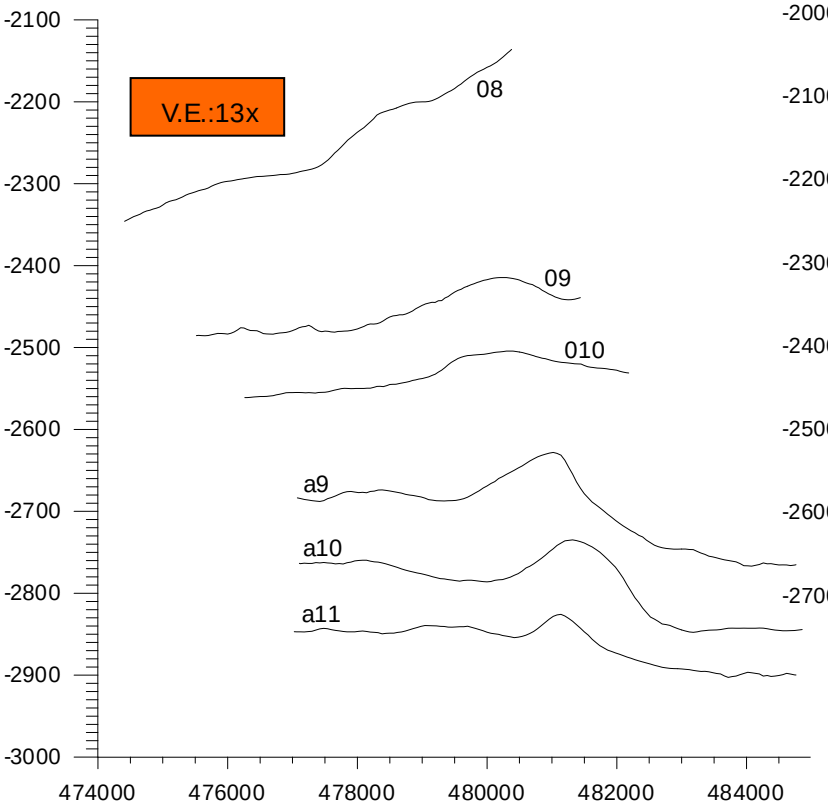
Ag31-ag35



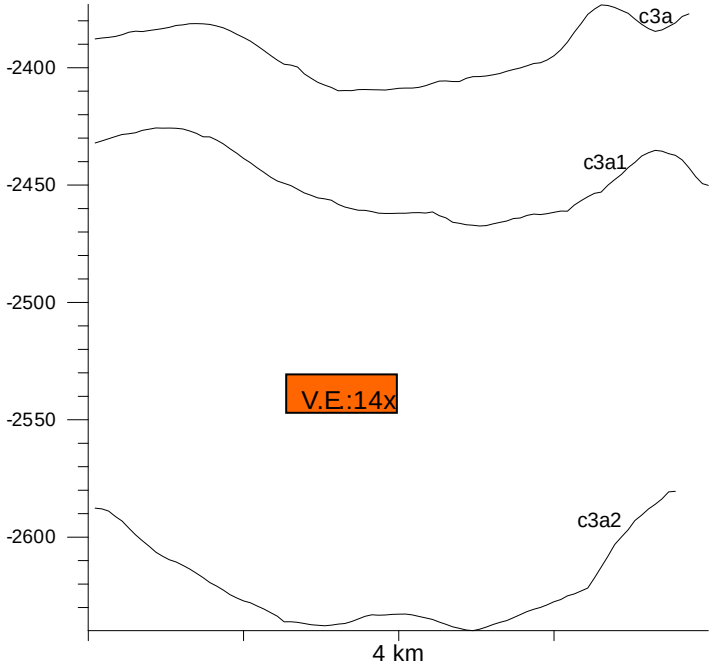
Ag36-ag40



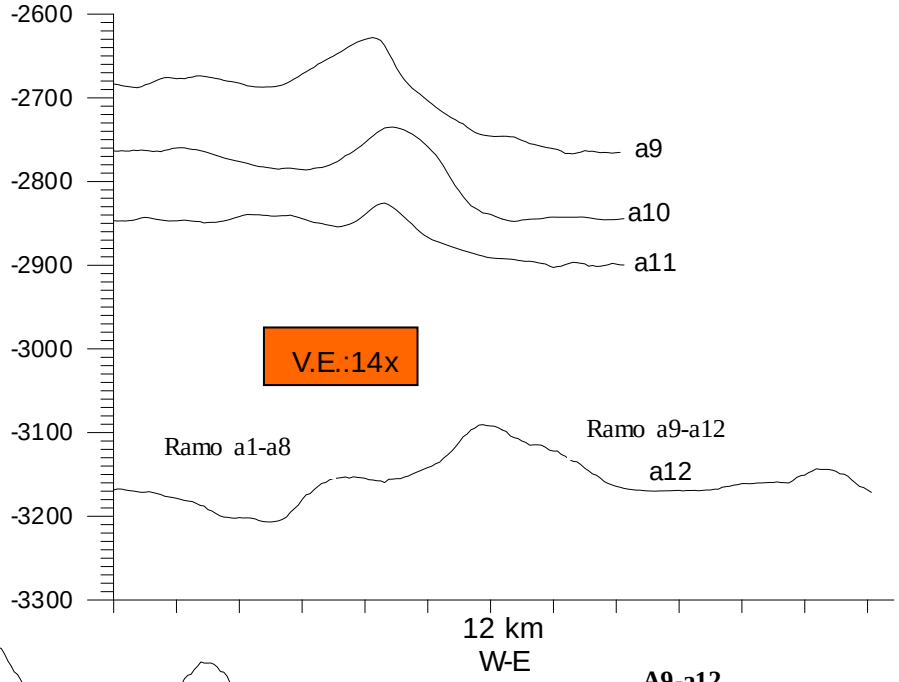
01-012



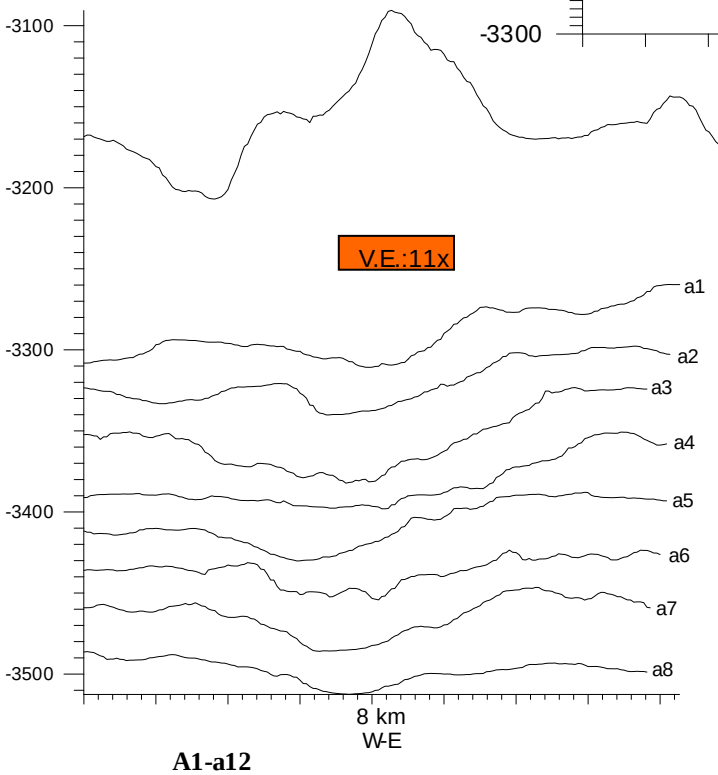
08-010-a9-a11



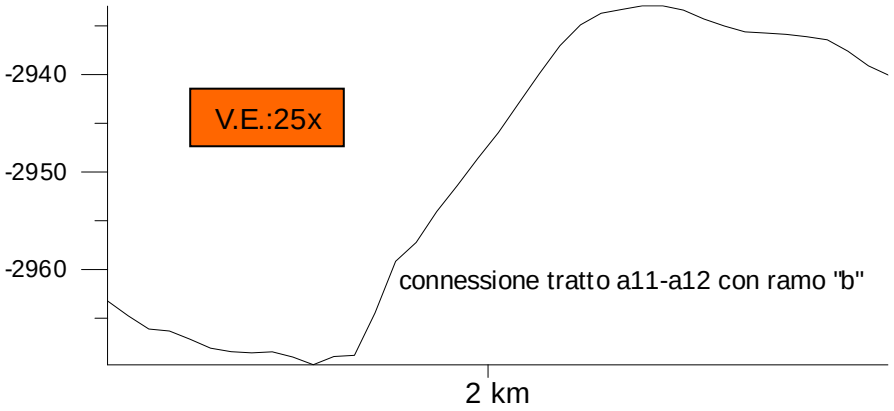
c31-c3a2

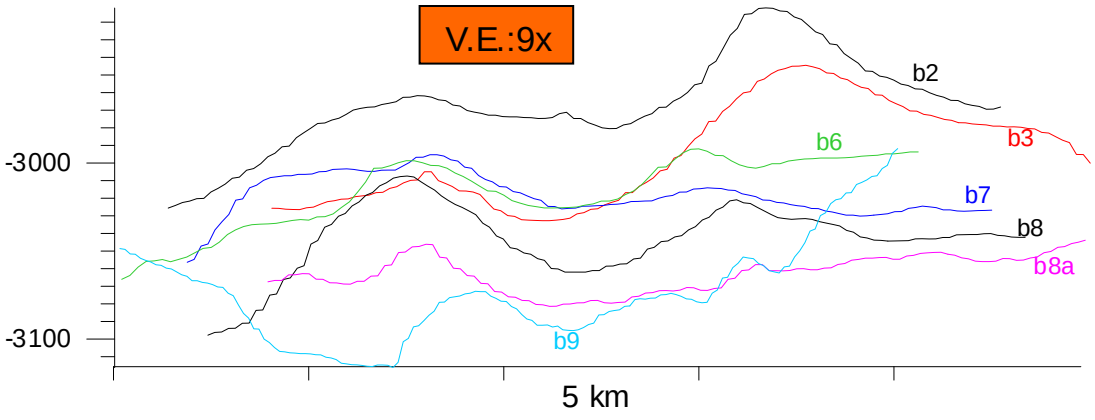


A9-a12

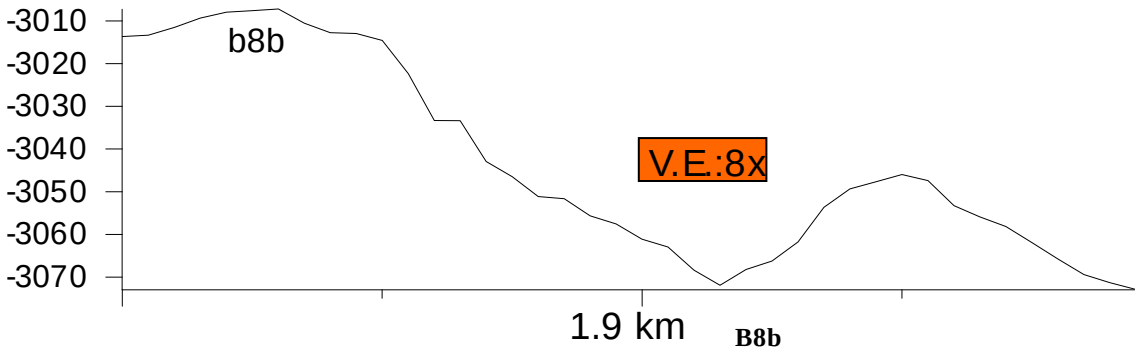


A1-a12

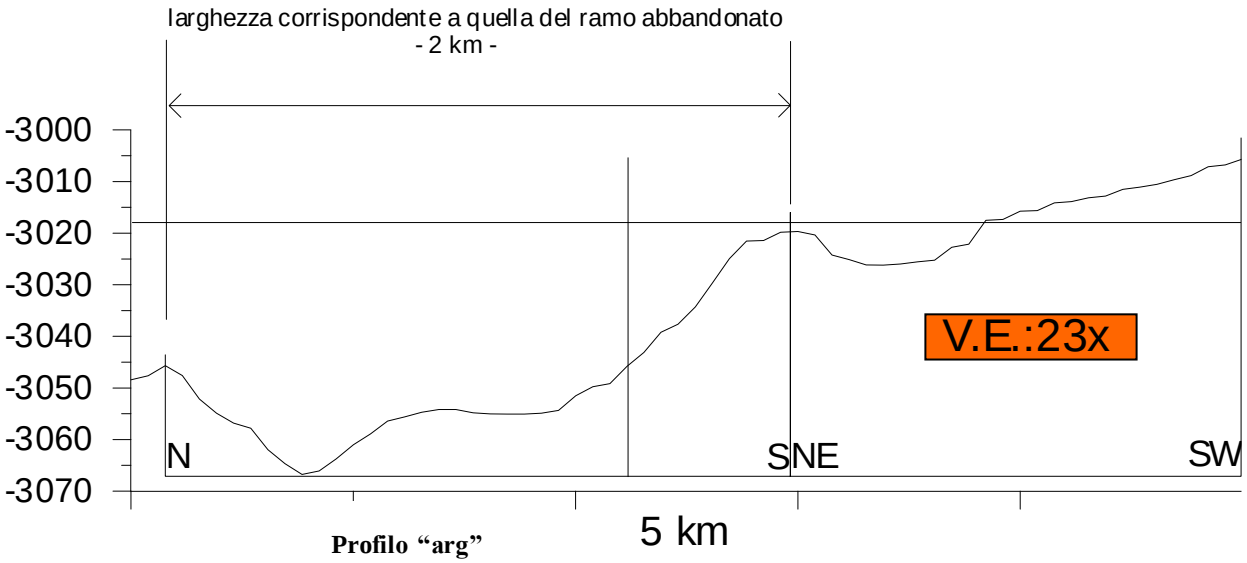




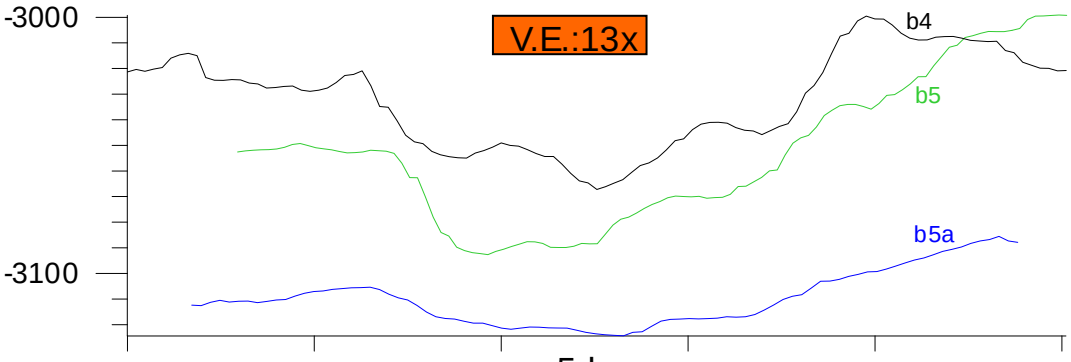
B2-b9



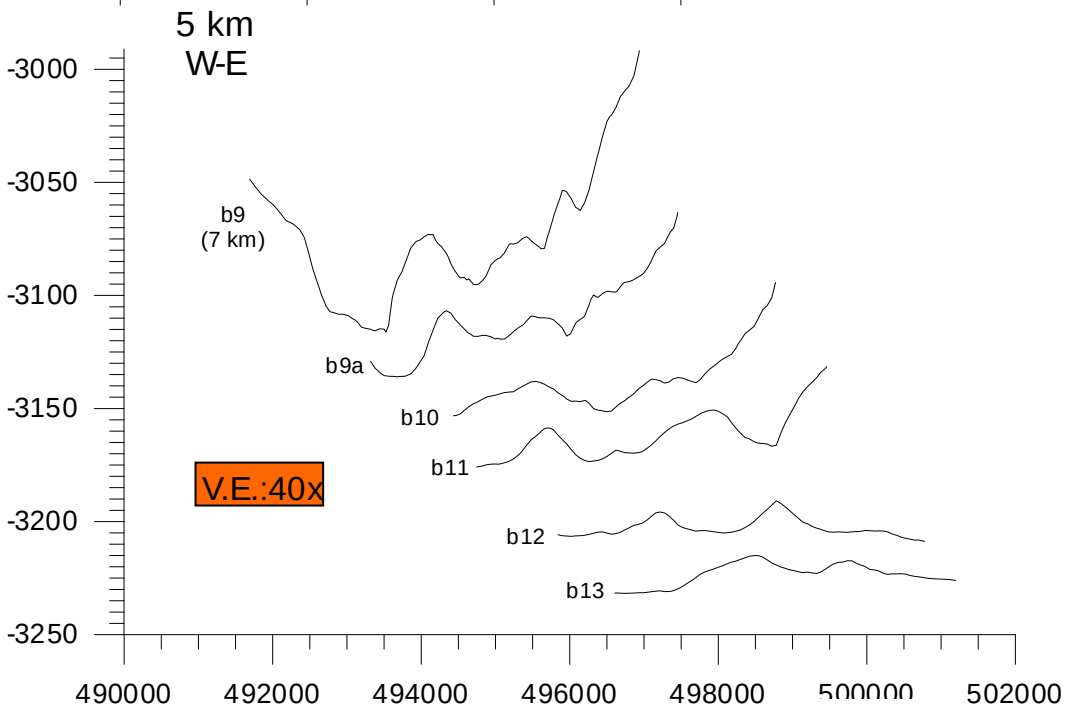
B8b



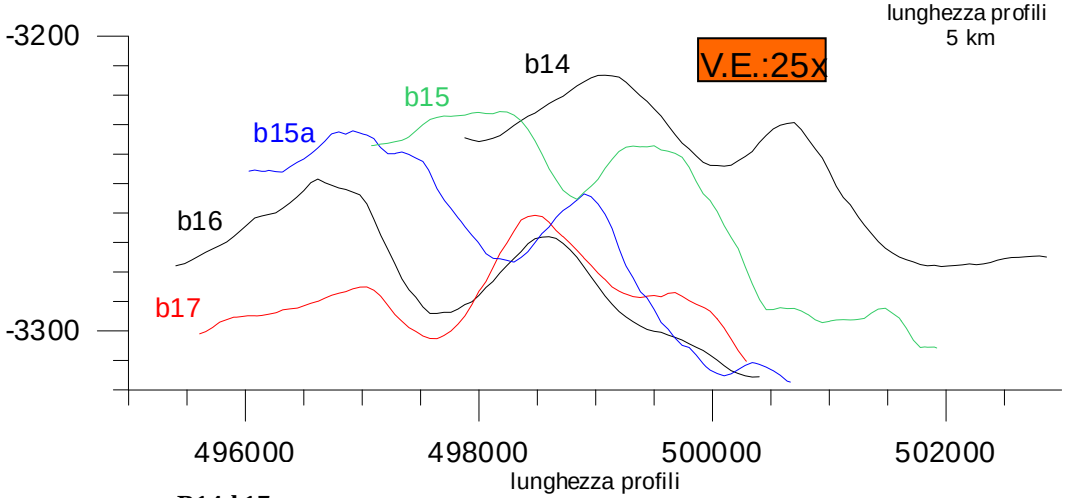
Profilo "arg"



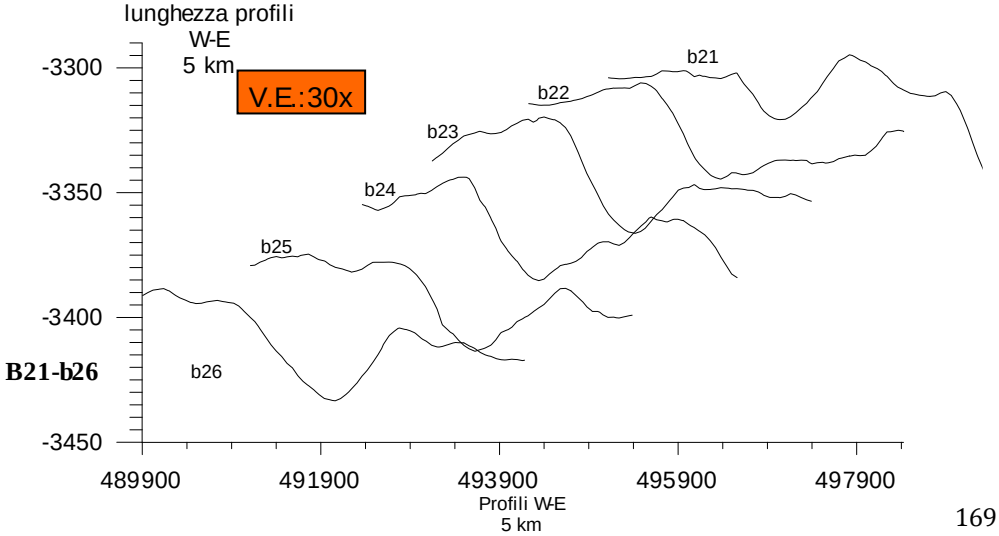
B4-b5a



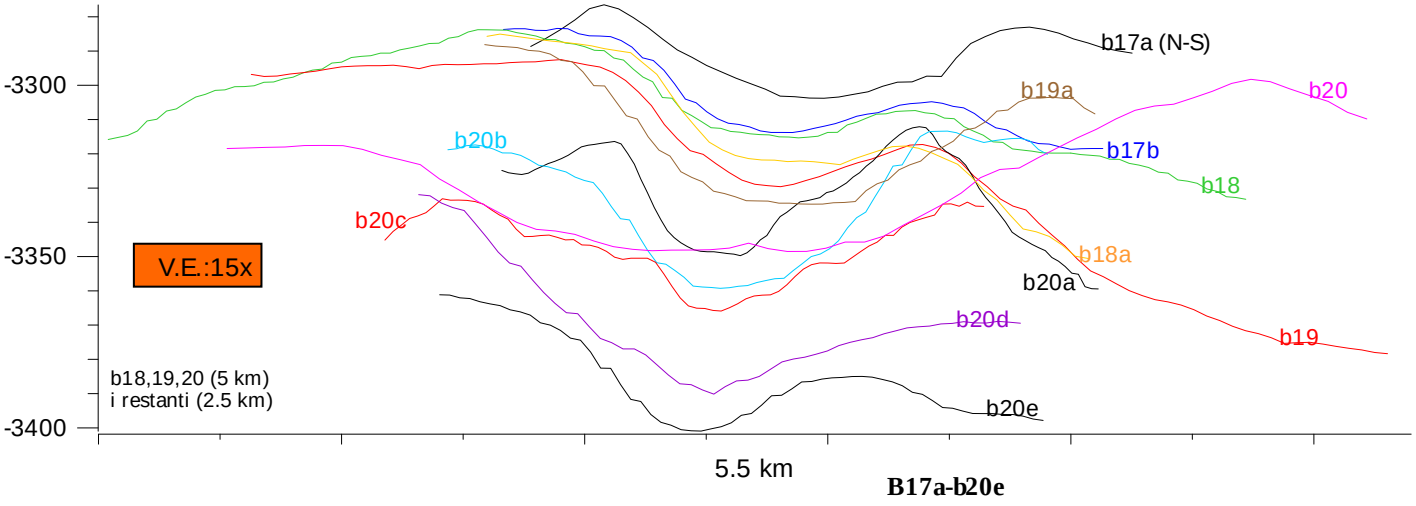
B9-b13



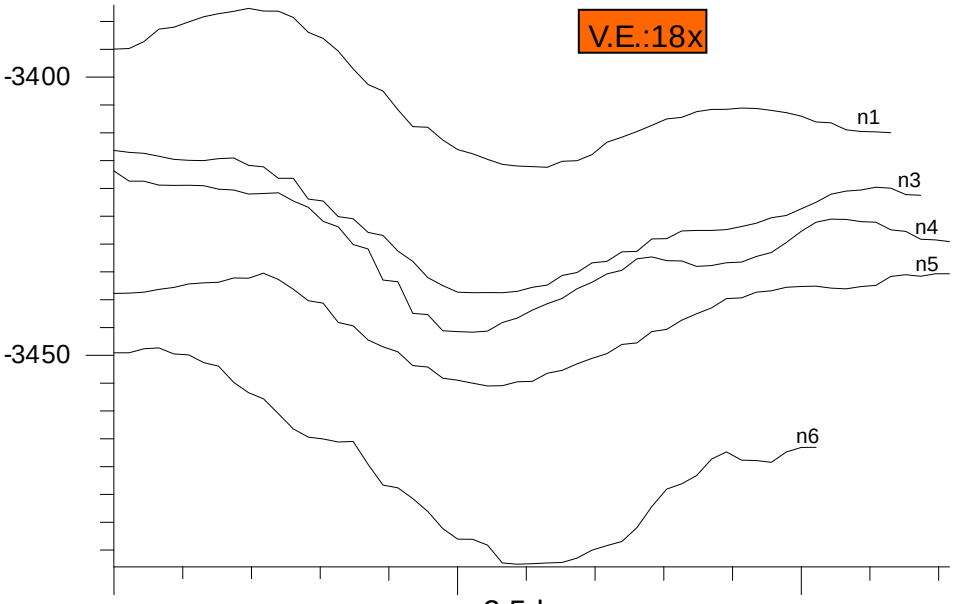
B14-b17



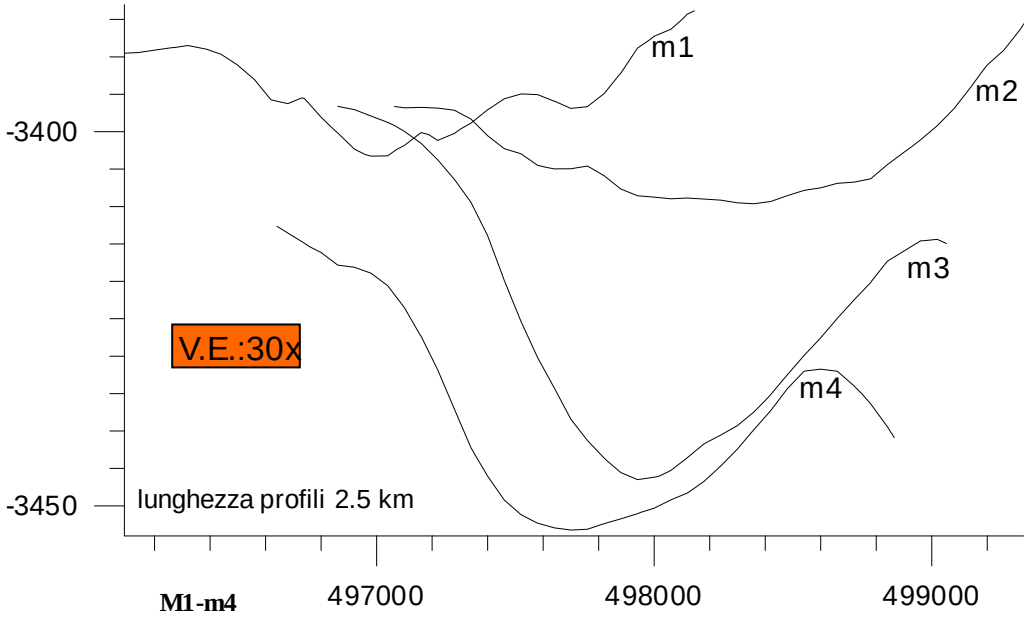
B21-b26



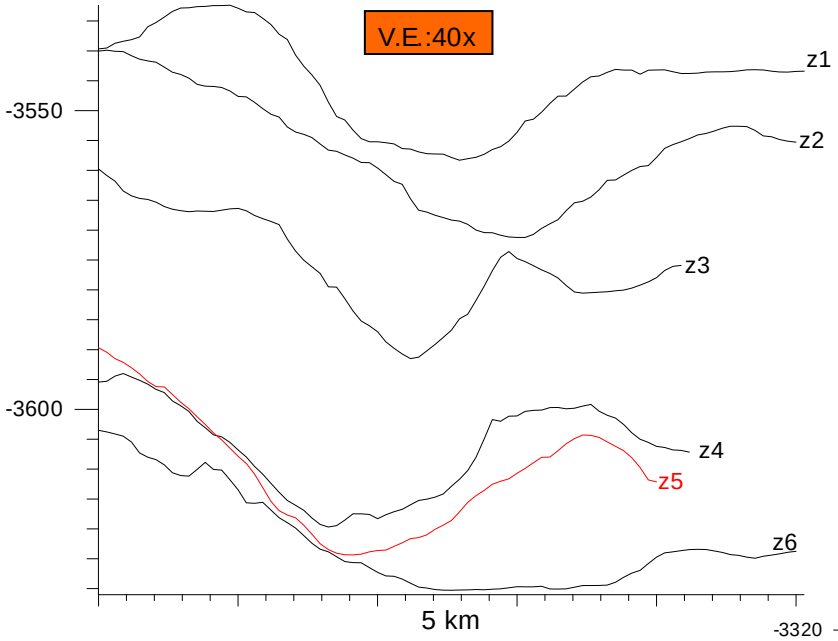
B17a-b20e



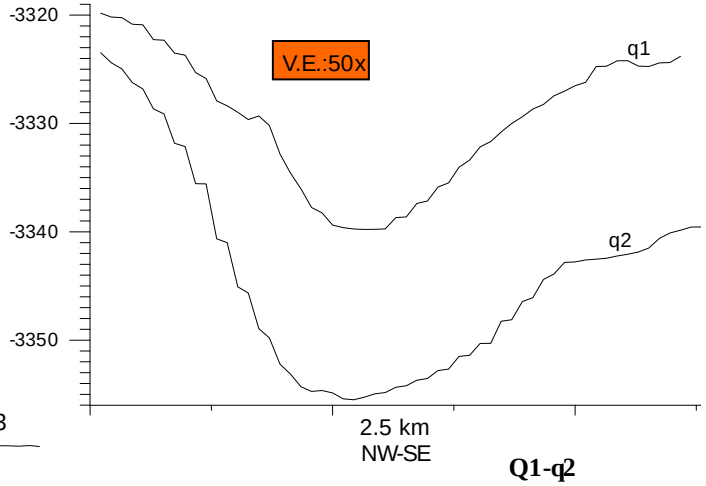
N1-n6



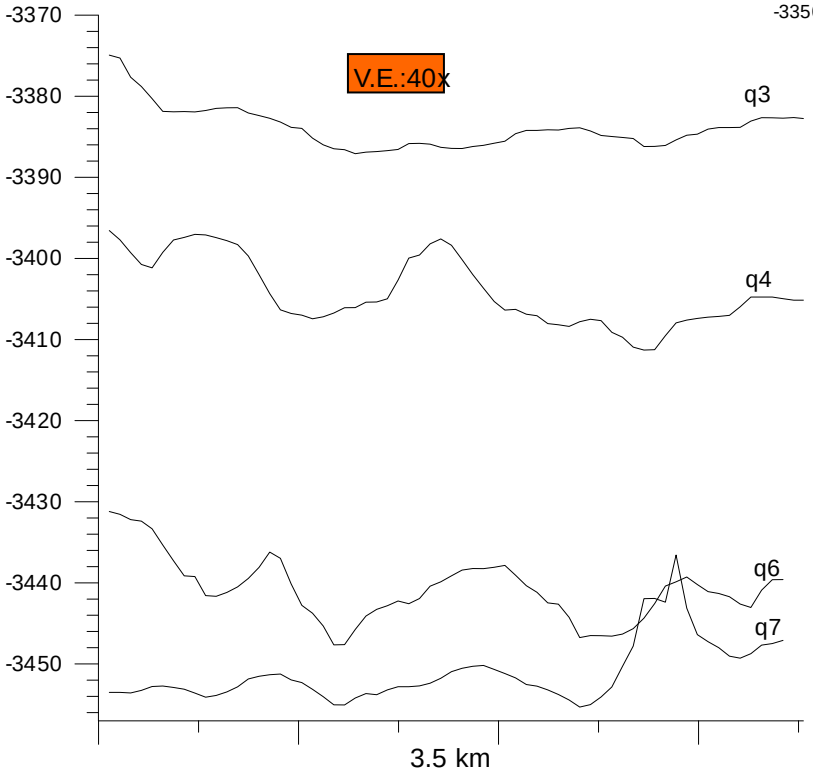
M1-m4



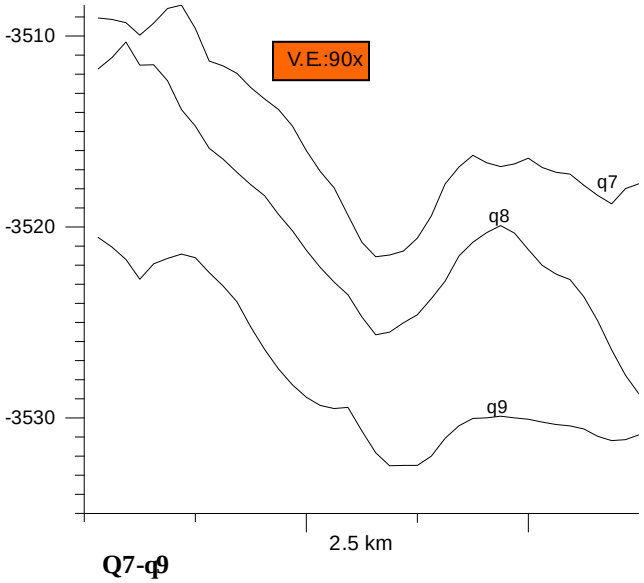
Z1-z6



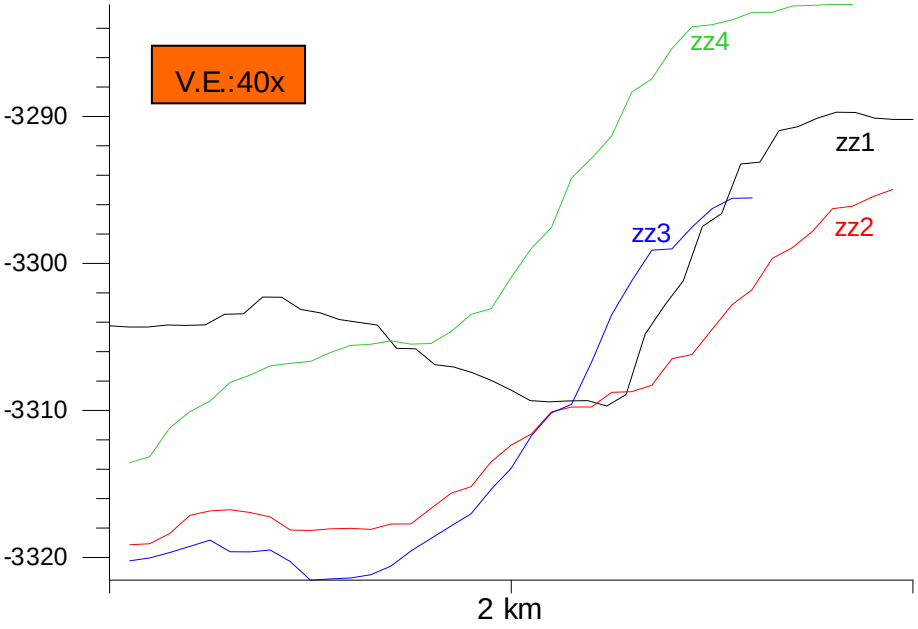
Q1-q2



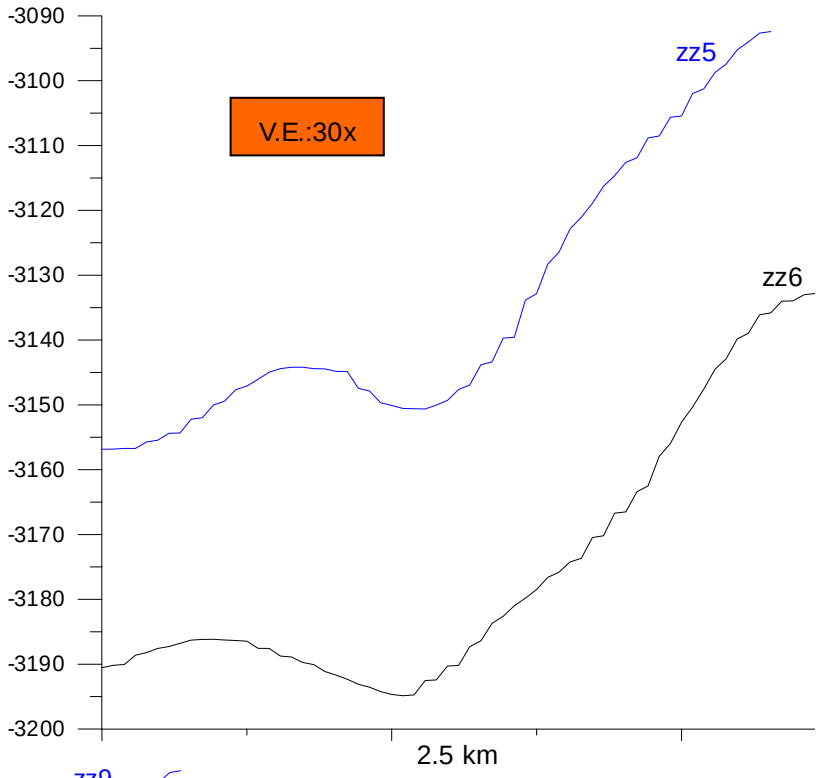
Q3-q7



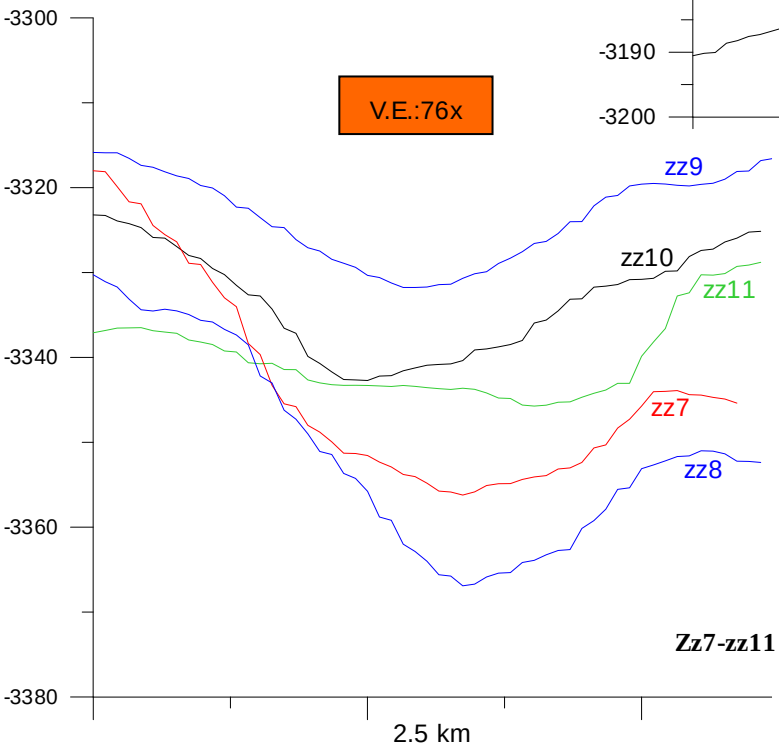
Q7-q9



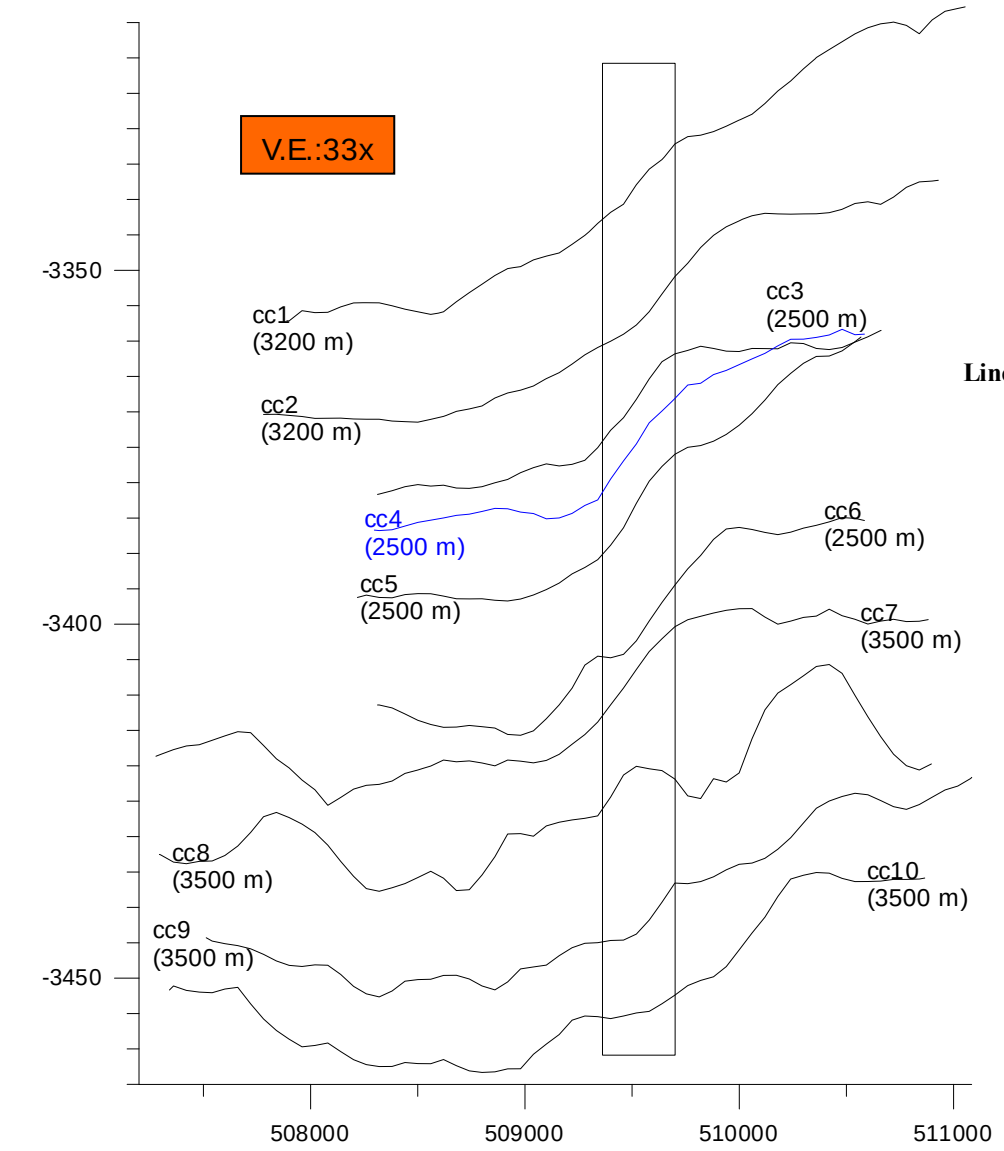
Zz1-zz4



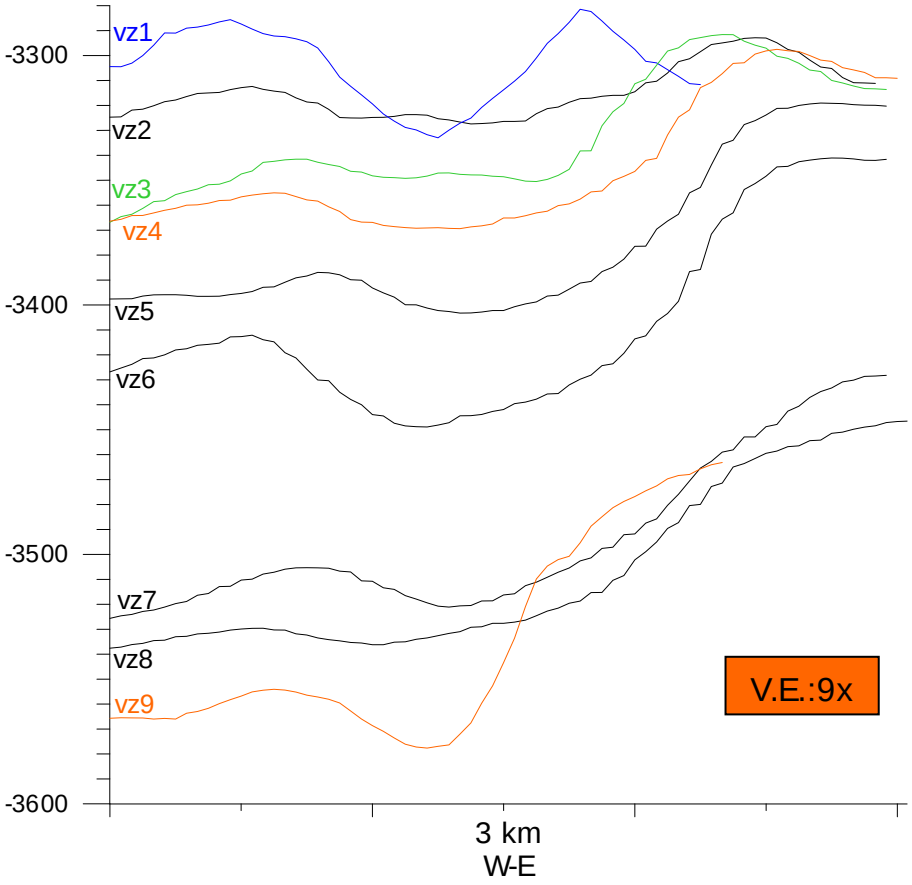
Zz5-zz6



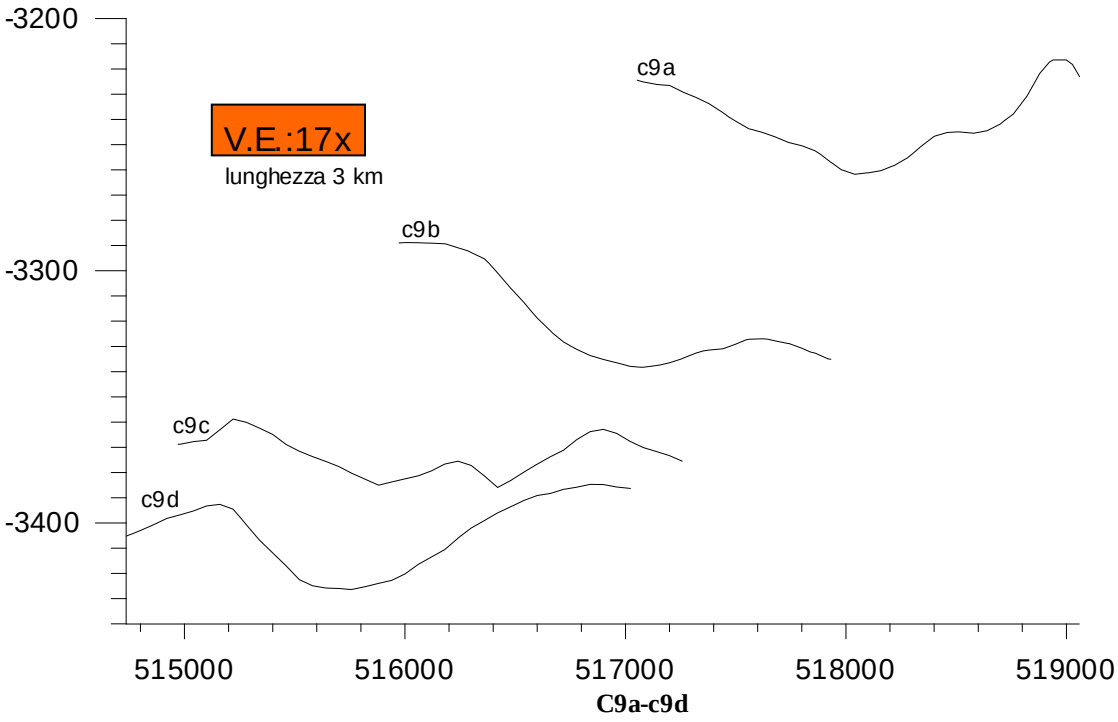
Zz7-zz11



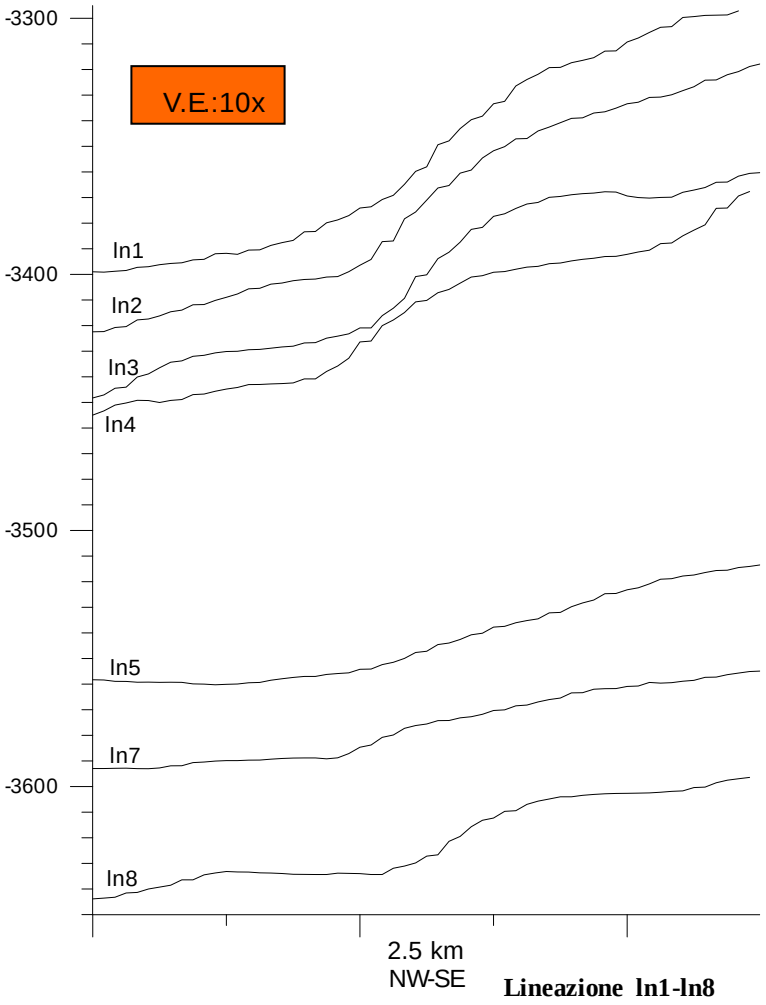
Lineazione "cc"



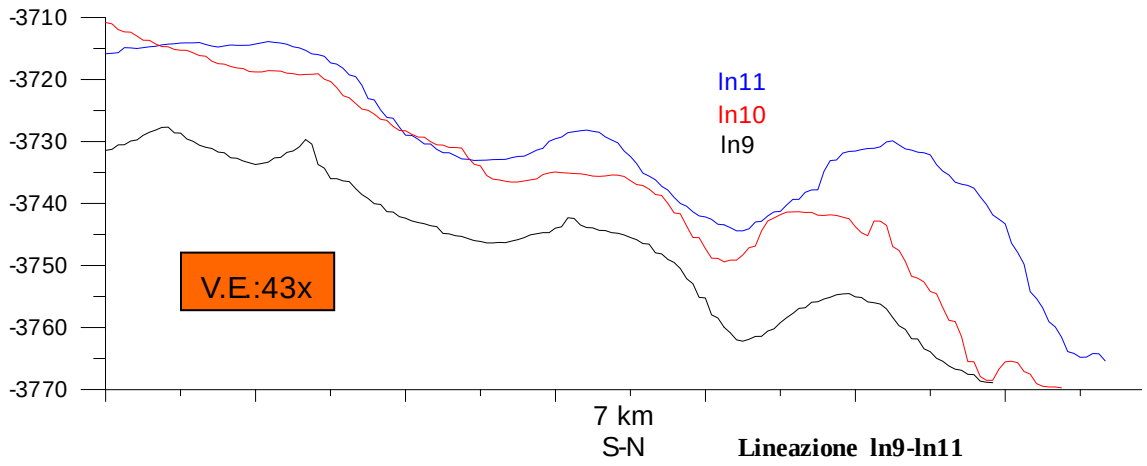
Vz1-vz9



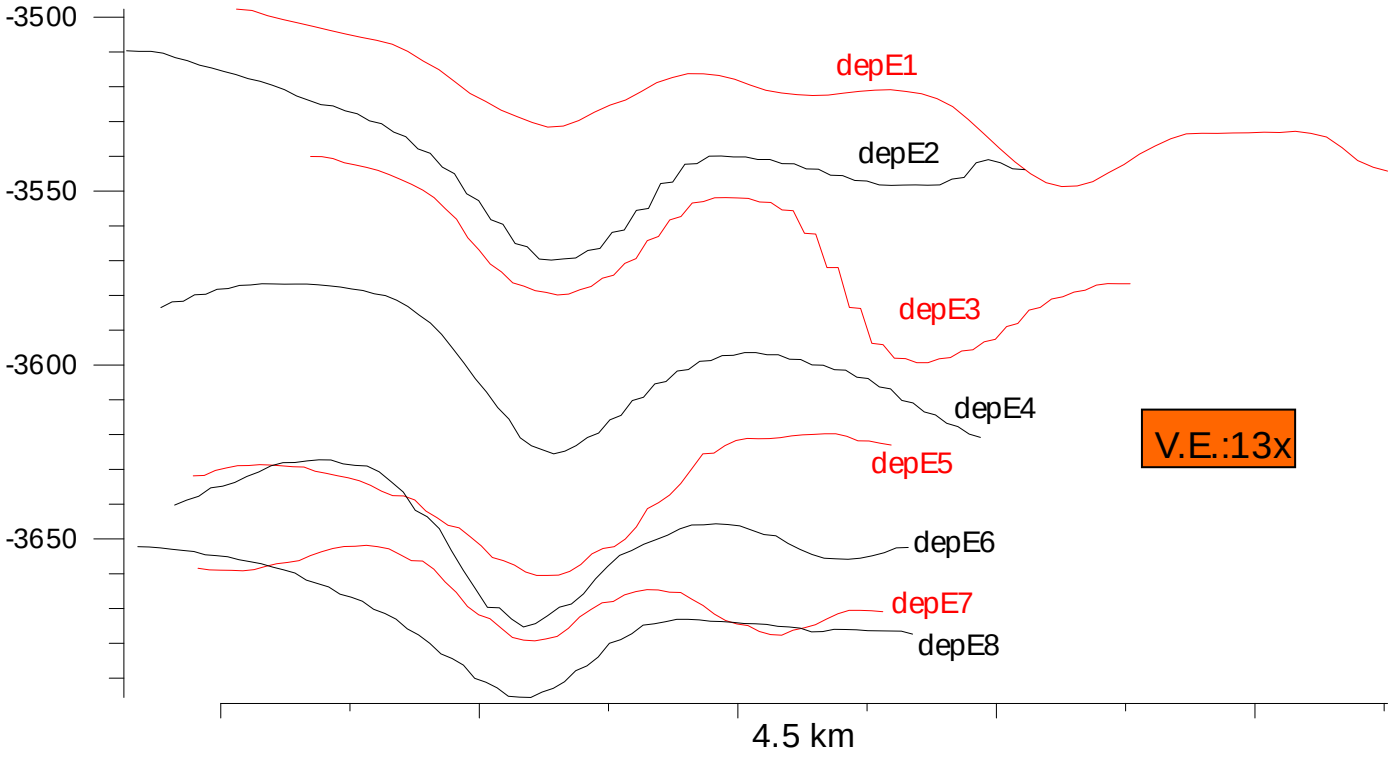
C9a-c9d



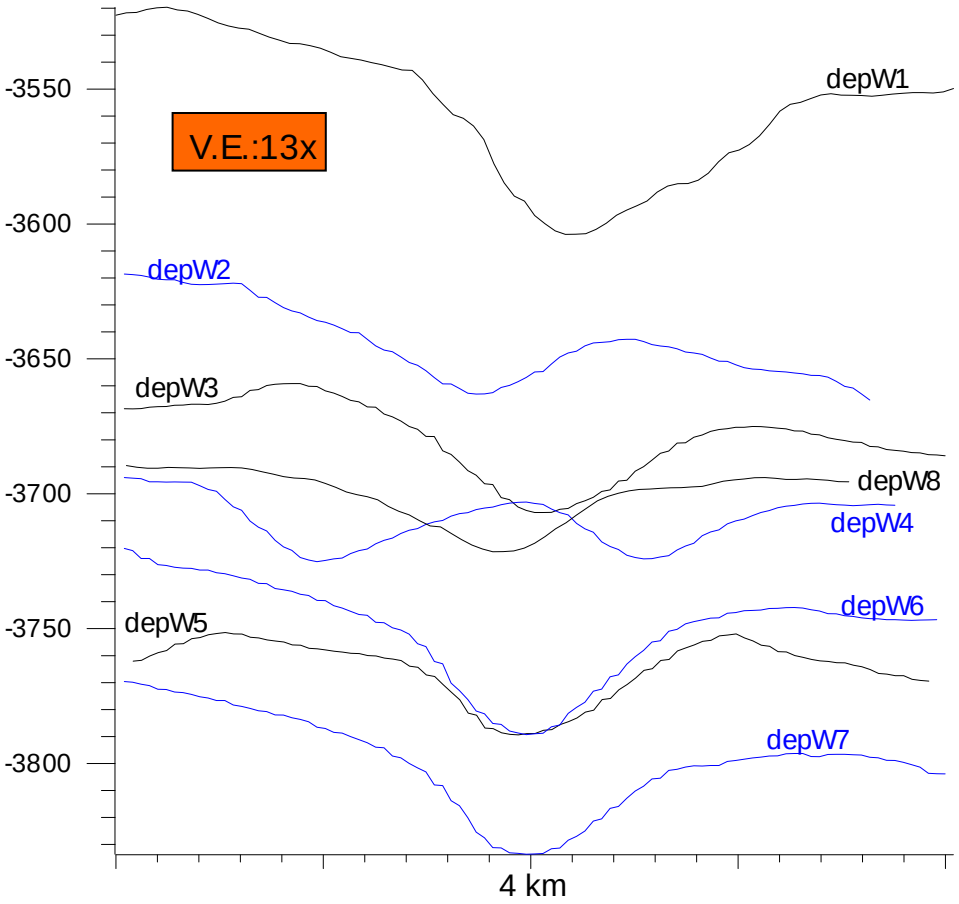
Lineazione ln1-ln8



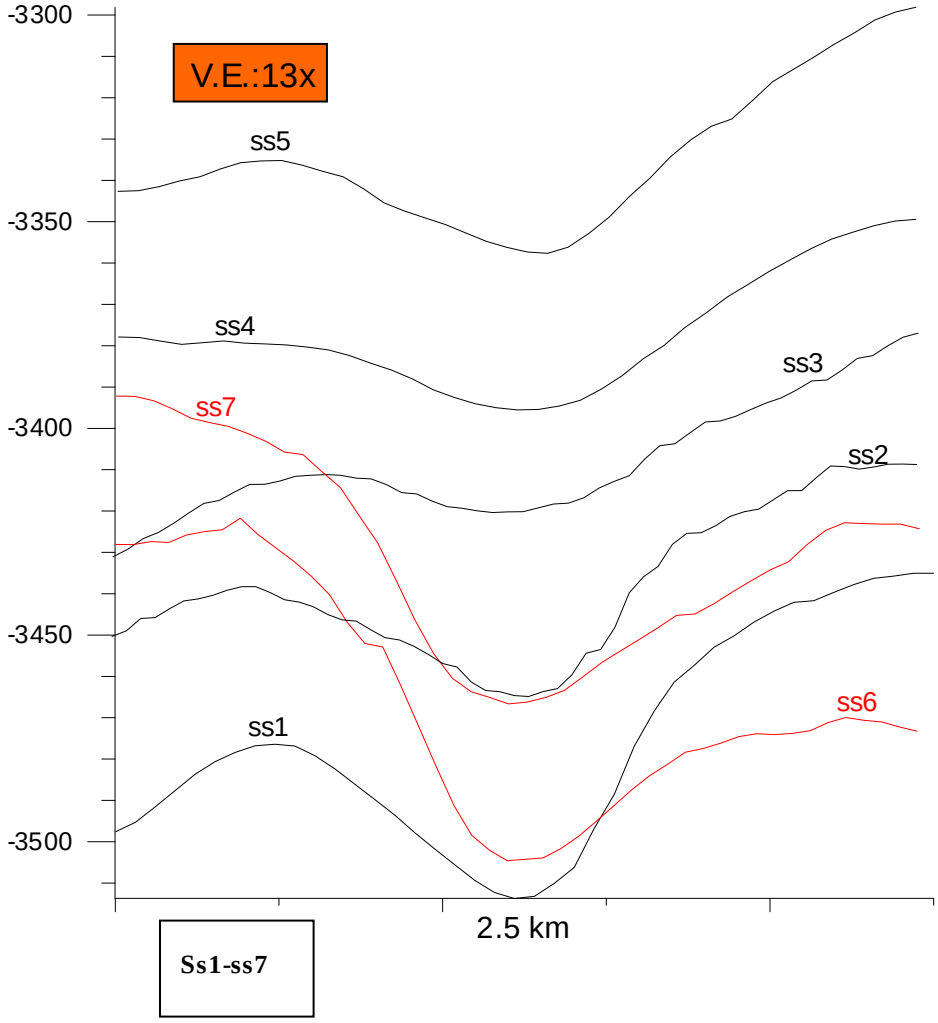
Lineazione ln9-ln11



DepE1-DepE8



DepW1-DepW7



Ss1-ss7

APPENDICE C - File (.GRD) elaborati e loro caratteristiche

Nota: per visualizzare i limiti del reticolato chilometrico di ciascuna area aprire in Surfer la finestra "apri file" selezionare il file e cliccare su "Info".

Canyon di Aguja:

AGID500R1500.GRD
Gridding Method: Inverse distance to a Power
Size: 215 rows x 501 columns
Spacing: 70
xMin: 555000 xMax: 590000
yMin: 1.305E+006 yMax: 1.32E+006
OPTIONS: Power 1, Smoothing 1; Data treatment: duplicates average, ignore data outside grid; anisotropy 1;
SEARCH: type quadrant (search rules: valori default 6,5,4); search radius: R1 = R2 = 1500

AGID500R1500MAT911.GRD come AGID500R1500 con Matrix Smooth: method average; weight of mat.center 9; num. di col/righe su ciascun lato del nodo 1

AGID500R1500MAT911SLOPE.GRD - come il precedente con il comando "terrain slope"

AGID500R1500SPL10.GRD come agid500r1500 con Spline smooth: insert node; numero di nodi tra righe e colonne 10 (2751 rows x 5501 columns)

AGID500R1500SPL10SLOPE.GRD - come il precedente con il comando "terrain slope"

AGUJAKRI.GRD
Gridding Method: Kriging
Size: 501 rows x 1168 columns
Spacing: 30
xMin: 555000 xMax: 590000
yMin: 1.305E+006 yMax: 1.32E+006
OPTIONS: Variogram Model linear; scale (c): 462000 lenght (a): 1000; Nugget effect: e.v. 5, m.v. 0; No Drift; Data Treatment come AGID500R1500MAT911.GRD
SEARCH: quadrant (opzion default); search radius: R1=R2=1000

AGUJAKRISPL2.GRD con Spline smooth: insert node; numero di nodi tra righe e colonne 2 (1501 rows x 3502 columns)

AGUJAKRISPL2SLOPE.GRD come il precedente con il comando "terrain slope"

Conca1:

AGID500R1500MAT911SLOPEEXTRACT.GRD – image map estratta per conca1 93 rows x 158 columns

CONCA1ID.GRD Gridding Method: Inverse distance to a Power
Size: 296 rows x 500 columns
xMin: 559000 xMax: 570000
yMin: 1.306E+006 yMax: 1.3125E+006
OPTIONS: come AGID500R1500.GRD
SEARCH: come AGID500R1500.GRD

CONCA1IDSLOPE.GRD come il precedente con il comando "terrain slope"

CONCA1IDMAT911.GRD con Matrix Smooth: method average; weight of mat.center 9; num. di col/righe su ciascun lato del nodo 1

CONCA1IDMAT922.GRD con Matrix Smooth: method average; weight of mat.center 9; num. di col/righe su ciascun lato del nodo 2

CONCA1IDMAT922SLOPE.GRD come il precedente con il comando "terrain slope"

CONCA1IDMAT944.GRD con Matrix Smooth: method average; weight of mat.center 9; num. di col/righe su ciascun lato del nodo 1

CONCA1IDMAT944SPL4.GRD con Spline smooth: insert node; numero di nodi tra righe e colonne 4 (1476 rows x 2496 columns)

CONCA1RBF.GRD Gridding Method: Radial Basis Function
Size: 322 rows x 550 columns
xMin: 559000 xMax: 570000
yMin: 1.30609E+006 yMax: 1.31253E+006
OPTIONS: Type Multiquadric, R^2 = 150; Data treatment e anisotropy come AGID500R1500.GRD;
SEARCH: come AGID500R1500.GRD

CONCA1RBFSPL4.GRD con Spline smooth: insert node; numero di nodi tra righe e colonne 4 (964 rows x 1648 columns)

CONCA1RBFSPL4SLOPE.GRD come il precedente con il comando "terrain slope"

GRID ESTRATTO X CONCA1.GRD - estratto per contour da AGID500R1500MAT911.GRD

Conca2:

CONCA2RBF.GRD Gridding Method: Radial Basis Function
Spacing: 18
Size: 335 rows x 558 columns
xMin: 570000 xMax: 580000
yMin: 1.306E+006 yMax: 1.312E+006
OPTIONS: Type Multiquadric, R^2 = 1550; Data treatment e anisotropy come AGID500R1500.GRD;
SEARCH: come AGID500R1500.GRD tranne search radius:
R1 = R2 = 1000

CONCA2RBFSLOPE.GRD come CONCA2RBF.GRD con il comando "terrain slope"

CONCA2RBFSPL3.GRD come CONCA2RBF.GRD con Spline smooth: insert node; numero di nodi tra righe e colonne 3 (1337 rows x 2229 columns)

Incisioni1:

INC1RBFS10QUAD.GRD Gridding Method: Radial Basis Function
Size: 701 rows x 601 columns
xMin: 559000 xMax: 565000
yMin: 1.309E+006 yMax: 1.316E+006
OPTIONS: Type Multiquadric, R^2 = 1000; Data treatment e anisotropy come AGID500R1500.GRD;
SEARCH: come AGID500R1500.GRD

INC1RBFS10QUADSLOPE.GRD come il precedente con il comando "terrain slope"

INCISIONI1IDS7R1000.GRD Gridding Method: Inverse distance to a Power
Size: 930 rows x 715 columns
Spacing: 7
xMin: 559000 xMax: 564000
yMin: 1.309E+006 yMax: 1.3155E+006
OPTIONS: come AGID500R1500.GRD
SEARCH: come AGID500R1500.GRD; search radius: R1 = R2 = 1000

INCISIONI1IDS7R1000MAT911.GRD - con Matrix Smooth: method average; weight of mat.center 9; num. di col/righe su ciascun lato del nodo: 1

INCISIONI1IDS7R1000MAT911SLOPE.GRD - come il precedente con il comando "terrain slope"

GRD ESTRATTO X INCISIONI.GRD estratto per contour da AGID500R1500MAT911.GRD

Settore sudorientale:

AGSEKRI.GRD Gridding Method: Kriging
Size: 234 rows x 334 columns
Spacing: 30
xMin: 580000 xMax: 590000
yMin: 1.305E+006 yMax: 1.312E+006
OPTIONS: Variogram Model linear; scale (c): 462000 lenght (a): 1000; Nugget effect: e.v. 5, m.v. 0; No Drift; Data Treatment come AGID500R1500MAT911.GRD
SEARCH: quadrant (opzion default); search radius: R1=R2=1000

AGSEKRISPL4.GRD come il precedente con Spline smooth: insert node; numero di nodi tra righe e colonne 4 (Size:1166 rows x 1666 columns)

AGSEKRISPL4SLOPE.GRD come il precedente con il comando "terrain slope"

AGSERBF.GRD Gridding Method:Radial Basis Function
dimensioni come il precedente
Spacing: 20
OPTIONS: Type Multiquadric, R^2 = 1000; Data treatment e anisotropy come AGID500R1500.GRD;
SEARCH: come AGID500R1500.GRD tranne search radius: R1=R2=1000

AGSERBFSPL3.GRD come il precedente con Spline smooth: insert node; numero di nodi tra righe e colonne 3 (Size:1397 rows x 1997 columns)

ESTRAGID X PENDENZE.GRD estratto per pendenze da AGID500R1500MAT911SLOPE.GRD

ESTRAGIDXCONTOUR.GRD estratto per contour da AGID500R1500MAT911.GRD

Settore centrale:

CONCA3KRI.GRD Gridding Method: Kriging
Size: 218 rows x 501 columns
Spacing: 30
xMin: 565000 xMax: 580000
yMin: 1.312E+006 yMax: 1.3185E+006
OPTIONS: come AGSEKRI.GRD tranne e.v. 10
SEARCH: come AGSEKRI.GRD

CONCA3KRISPL3.GRD come il precedente con Spline smooth: insert node; numero di nodi tra righe e colonne 3 (869 rows x 2001 columns)

CONCA3KRISPL3SLOPE.GRD come il precedente con il comando "terrain slope"

Tutte i restanti settori sono stati costruiti con i seguenti parametri:

Gridding Method: Inverse distance to a Power
Spacing: 30
OPTIONS: Power 1, Smoothing 1; Data treatment: duplicates ignore, anisotropy ratio:1;
SEARCH: type quadrant (search rules: valori default 6,5,4); search radius: R1 = R2 = 3000
Il file sul quale è stata costruita la carta tematica è:
Name: OUT3SPL4SLOPE.GRD
Size: 2701 rows x 3626 columns
xMin: 465000 xMax: 610000
yMin: 1.24E+006 yMax: 1.375E+006
zMin: 0.000139882 zMax: 40.7196
costruito con i parametri detti sopra (più il comando slope per ottenere la mappa delle pendenze).

La carta interpretativa è costituita dai seguenti file:

Layer pendenze: file OUT3SPL4SLOPE.GRD
Size: 2701 rows x 3626 columns
xMin: 465000 xMax: 610000
yMin: 1.24E+006 yMax: 1.375E+006
zMin: 0.000139882 zMax: 40.7196

Layer contour map dorsali: file CARTA10M.GRD
Size: 1621 rows x 2176 columns

xMin: 465000 xMax: 610000
yMin: 1.24E+006 yMax: 1.375E+006
zMin: -3920.33 zMax: -777.464

Layer contour map area di piana: file CARTA25MOUTEXTR.GRD
Size: 811 rows x 1088 columns
xMin: 465000 xMax: 609933
yMin: 1.24E+006 yMax: 1.375E+006
zMin: -3895.31 zMax: -1305.52

APPENDICE D – NOTE TECNICHE E PROBLEMI OPERATIVI

Scala dei colori

La scala dei colori mostra le pendenze espresse in gradi mentre l'attribuzione dei colori alle varie pendenze (nella finestra di dialogo "Colors"di una Image Map) viene fatta relativamente ad una scala "assoluta" che va da 1 a 100. Quindi, volendo evidenziare una determinata pendenza, è necessario impostare a mano una proporzione in cui figurino il valore del fondo scala 100, il corrispondente valore in gradi (che varia a seconda della densità del grid), il valore in gradi della pendenza che si vuole evidenziare ed infine l'incognita X che posizionerà nella scala da 1 a 100 la suddetta pendenza.

Profili topografici

Una volta visualizzato un profilo topografico con GS Grapher questo viene visualizzato con la scala verticale esagerata di un certo fattore variabile da profilo a profilo a seconda della quantità di punti da cui è costituito (dipendente a sua volta dalla densità del grid su cui è stesa la traccia del profilo). Per riottenere la pendenza originale è necessario ridurre la lunghezza dell'asse y (il cui valore di default è 15.24 cm come pure per l'asse x) al valore effettivo con un calcolo a mano, come per il precedente caso, sapendo che il dislivello è noto (nelle proprietà dell'asse y) ed è nota anche la lunghezza della traccia, l'incognita è costituita dalla scala verticale effettiva:

$$\text{dislivello} : \text{lunghezza traccia} = 15.24\ \text{cm} : \text{scala verticale effettiva (cm)}$$

$$\frac{15.24\ \text{cm}}{\text{x (lungh asse y da impostare in cm)}} = \frac{\text{dislivello}}{\text{lunghezza traccia}}$$

Ovviamente il dislivello e la lunghezza della traccia debbono avere la stessa unità di misura.

Nota: prima di ridimensionare l'asse y vanno modificate le proprietà dell'asse facendo in modo che nella finestra "Axis Limits" i valori delle voci "Data Min" e "Data Max", corrispondenti alla quota minima e massima del profilo, siano scritti al posto di "Axis Min" e "Axis Max" (automaticamente si deseleziona "auto"), altrimenti la scala risulta falsata; stessa cosa per l'asse orizzontale la cui unità di misura è il numero sequenziale dei punti di cui è costituito il profilo.

Variazioni di pendenza in una stessa area elaborata da due Gridding Methods differenti (od uguali ma con differente densità):

Si prendano in considerazione i due file CONCA1RBFSLOPE.GRD (964 righe x 1648 colonne) e AGID500R1500MAT911EXTRACT.GRD (93 righe x 158 colonne; ambedue i files sono compresi nel file "Incisioniprovvisoria.srf"); questi, nelle due scale dei colori mostrano un fondo scala differente. Non solo, ma anche le rispettive "Image Map" mostrano a loro volta pendenze differenti in una stessa area: isolando uno stesso range di pendenze sui due files, una medesima area mostra pendenze che si discostano anche di 10° rendendo apparentemente inaffidabile l'utilizzazione di tali mappe nella stima dei gradienti.

Le precedenti incongruenze sono ambedue da imputare alla diversa densità dei grid che porta come conseguenza diretta ad un diverso disturbo del rumore di fondo. I files più densi presentano una maggiore risoluzione ma inevitabilmente un più alto rumore di fondo (in quanto l'interpolazione tiene conto di un maggior numero di punti) e viceversa per i grid meno densi. Aumentando la risoluzione (e quindi il rumore di fondo) aumenta il "peso" di quei punti che, a risoluzione minore, non vengono considerati nell'interpolazione. Si pensi al caso estremo di una risoluzione talmente elevata da poter identificare singoli blocchi di roccia: in tale circostanza un scarpata di appena 20° sulla quale fossero adagiati tali blocchi (le cui superfici possono pendere anche 90°) necessariamente assumerebbe una pendenza media maggiore. D'altra parte diminuendo la risoluzione (aumentando la distanza tra i nodi del grid e quindi trascurando un maggior numero di punti) ecco che tali "picchi" di pendenza perdono di influenza determinando una pendenza media minore (avviene una sorta di "smoothing" automatico).

Il confronto di medesime tracce di profili topografici eseguiti però su grid diversi mostra pendenze uguali (prova effettuata con i profili dal P1 al P9 sui due precedenti files) ciò dimostra che la pendenza è unica ed è quella reale.

Occorre verificare indirettamente con i suddetti profili quale sia la più veritiera delle due precedenti rappresentazioni delle pendenze e se per caso non ve ne siano altre da creare.

A tale proposito i profili dal P1 al P9 (creati sul più denso AGID500R1500MAT911SPL10.GRD per una migliore rappresentazione) sono stati privati dell'esagerazione verticale (generata per default da Grapher) per essere poi stampati su A4 e verificati nelle pendenze.

Il risultato di tale confronto con le due precedenti "Image Map" e con 5 grid creati ex-novo nell'intento di trovare un compromesso tra risoluzione e rumore di fondo (files CONCA1ID.GRD, CONCA1IDMAT911.GRD, CONCA1IDMAT922.GRD, CONCA1IDMAT944.GRD, CONCA1IDMAT944SPL4.GRD e relativi slope generati con "terrain modeling") ha portato alla conclusione che i grid slope più affidabili nella stima delle pendenze sono i files

meno densi, ma occorre suddividere i gradienti in classi di pendenza più ampie di un grado (e senza sfumature tra le fasce di pendenza).

Nel caso preso in considerazione risulta idoneo per tutto il Canyon di Aguja il file AGID500R1500MAT911SLOPE.GRD per il quale la suddivisione va fatta in classi di non meno di 4° (pari a 10 unità nella scala dei colori). Ciò riduce senza dubbio il dettaglio dell'osservazione ma d'altra parte

in questo modo vi è il vantaggio di “limare” il rumore di fondo pur conservando informazioni sulle pendenze che con files più densi vanno perdute nella maggiore quantità di punti da interpolare: come si verifica con il file CONCA1RBFSLOPE.GRD che rimane buono per una visione di dettaglio (elementi come scarpate o strutture a gradinata vengono più facilmente individuate rispetto all’AGID) ma non è affidabile perché falsa le pendenze.

APPENDICE E – Profili sismici presenti in letteratura

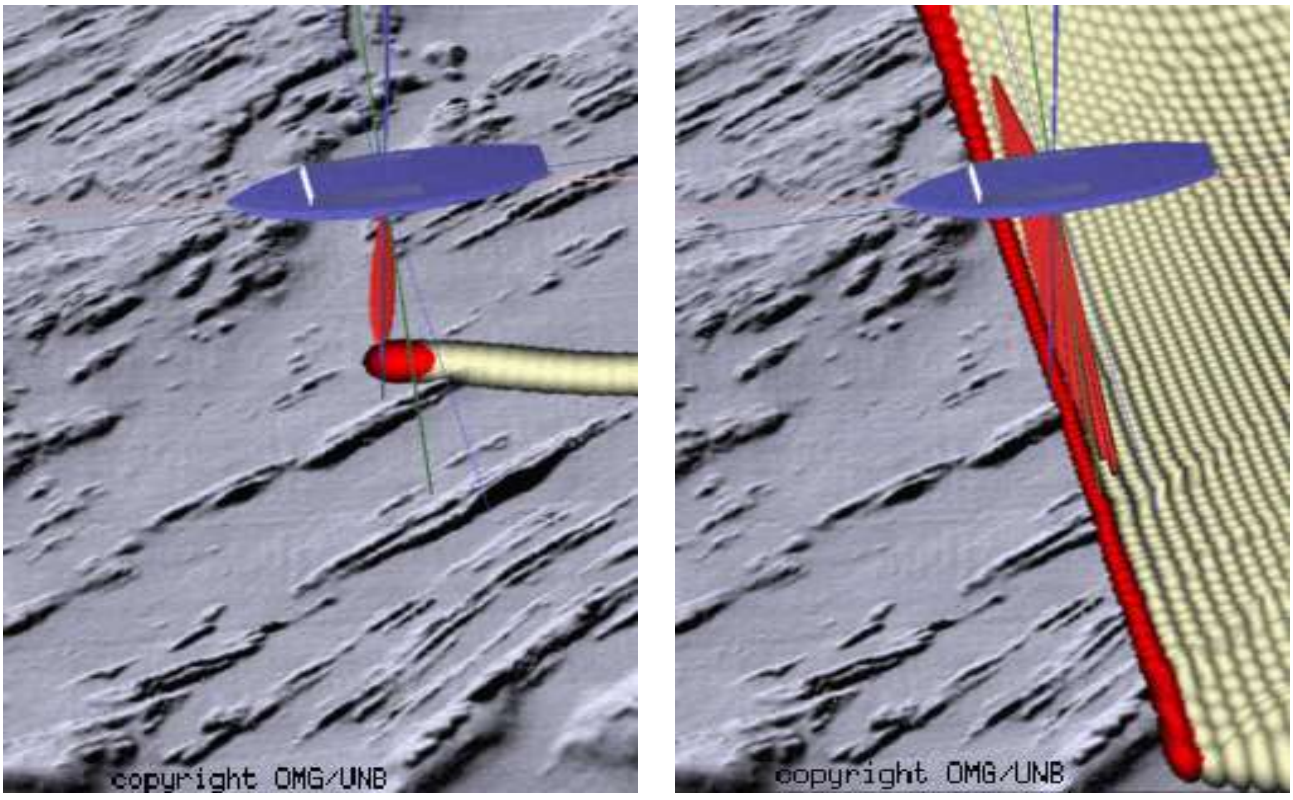
I profili reperiti in letteratura che interessano il margine caraibico colombiano sono: il C-130 (Ladd e Trunchan, 1983; Lamont-Doherty Earth Observatory, R/V "R.D.Conrad"); i C-1412,1413 e 1422 (Lehner et alii, 1983; Shell International Petroleum Mij.B.V.); i CT1-24,25,26 e 27 e CB-1 (Lu e McMillen, 1982; UTIG, R/V "Ida Green"); altri profili sono stati forniti ai vari autori da compagnie come Shell, Total, Chevron ed Ingeominas.

APPENDICE F – Teoria di funzionamento del sonar multibeam

Il multibeam (o ecoscandaglio multifascio) fu brevettato per la prima volta nel 1964 per scopi militari e nacque con l'acronimo di SASS, Sonar Array Sounding System. Esso rientra nella categoria dei sonar batimetrici attivi, apparati che producono impulsi acustici aventi specifiche frequenze (è fondamentale per tali strumenti che le onde prodotte abbiano sempre le stesse caratteristiche) e nello stesso tempo intercettano gli echi provenienti dal fondale e dagli eventuali oggetti ivi presenti (affioramenti rocciosi, relitti, etc.) permettendo una stima della distanza, delle morfologie e anche delle caratteristiche di diffrangenza (backscatter).

A differenza del più semplice ecoscandaglio monoraggio "singlebeam" che insonifica solamente la "strisciata" immediatamente sottostante la rotta del battello, il multibeam investiga una fascia di fondale di ampiezza variabile data dall'insieme di più "strisciate" perpendicolare alla rotta; il multibeam produce un certo numero di "raggi", aperti a ventaglio, la ricezione di ognuno dei quali permette la determinazione della profondità di un punto di coordinate note. In questa maniera si ottiene una copertura completa di un'ampia fascia di fondale. Rispetto al singlebeam il multibeam permette un'enorme velocità di copertura delle aree investigate, una precisa localizzazione dell'eco riflesso e non necessita la costruzione dei più costosi trasduttori che generino impulsi con un piccolo angolo solido.

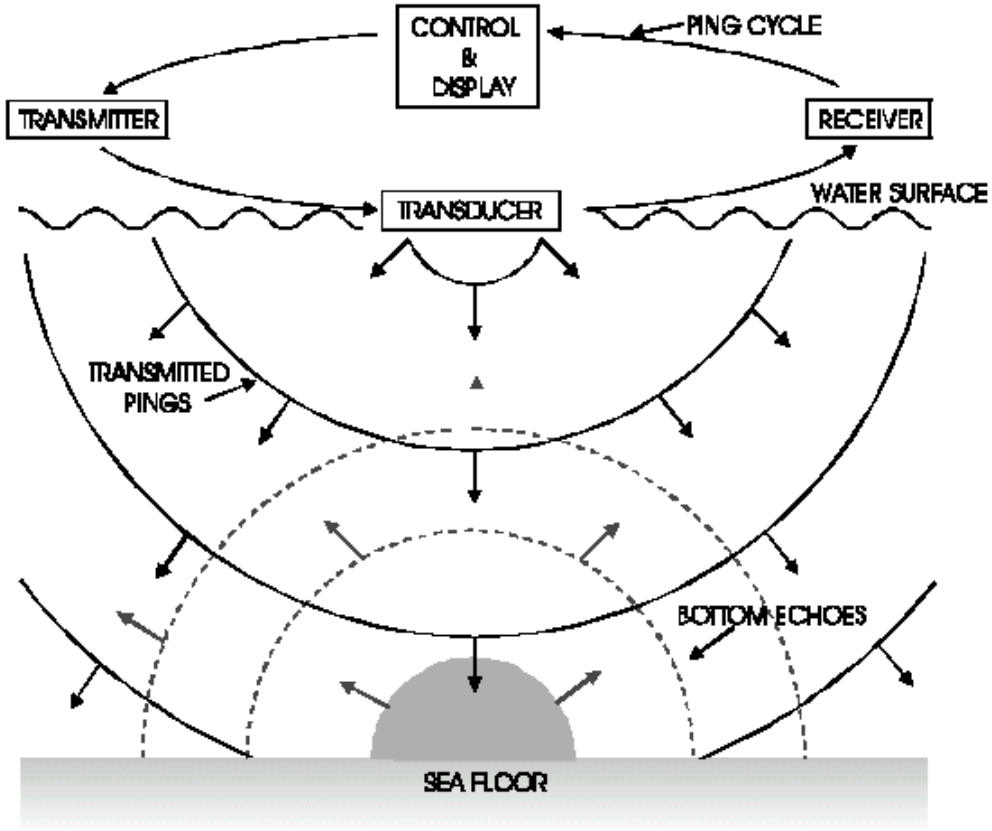
In generale al pari del sonar singlebeam, il multibeam è costituito da quattro componenti basilari: un'*unità di controllo* che comanda all'*unità di trasmissione* di generare un segnale elettrico con date caratteristiche che viene inviato al *trasduttore*; questo converte il segnale elettrico in un impulso



Differenza nei rilevamenti dei sonar Singlebeam (a sinistra) e Multibeam (a destra)

acustico sfruttando le sue proprietà piezoelettriche e tramite una membrana invia l'impulso nell'acqua dove si propaga come onda di compressione. L'eco riflesso, ridotto nella propria energia da vari fattori che vanno dalla divergenza sferica, all'assorbimento nella colonna d'acqua, alla rugosità della superficie impattata e al livello al livello di rumore di fondo (fattori che costituiscono la cosiddetta *equazione dei sonar,* L-3 Communications SeaBeam Instruments, 2000), viene captato dal medesimo trasduttore che operando come idrofono trasforma l'impulso acustico in un segnale elettrico. Il segnale elettrico viene quindi inviato ad un'*unità di ricezione* che amplifica e calcola il tempo esatto del percorso dell'impulso, determinandone distanza e profondità; l'unità di controllo visualizza ed immagazzina il dato ed innesca il successivo impulso.

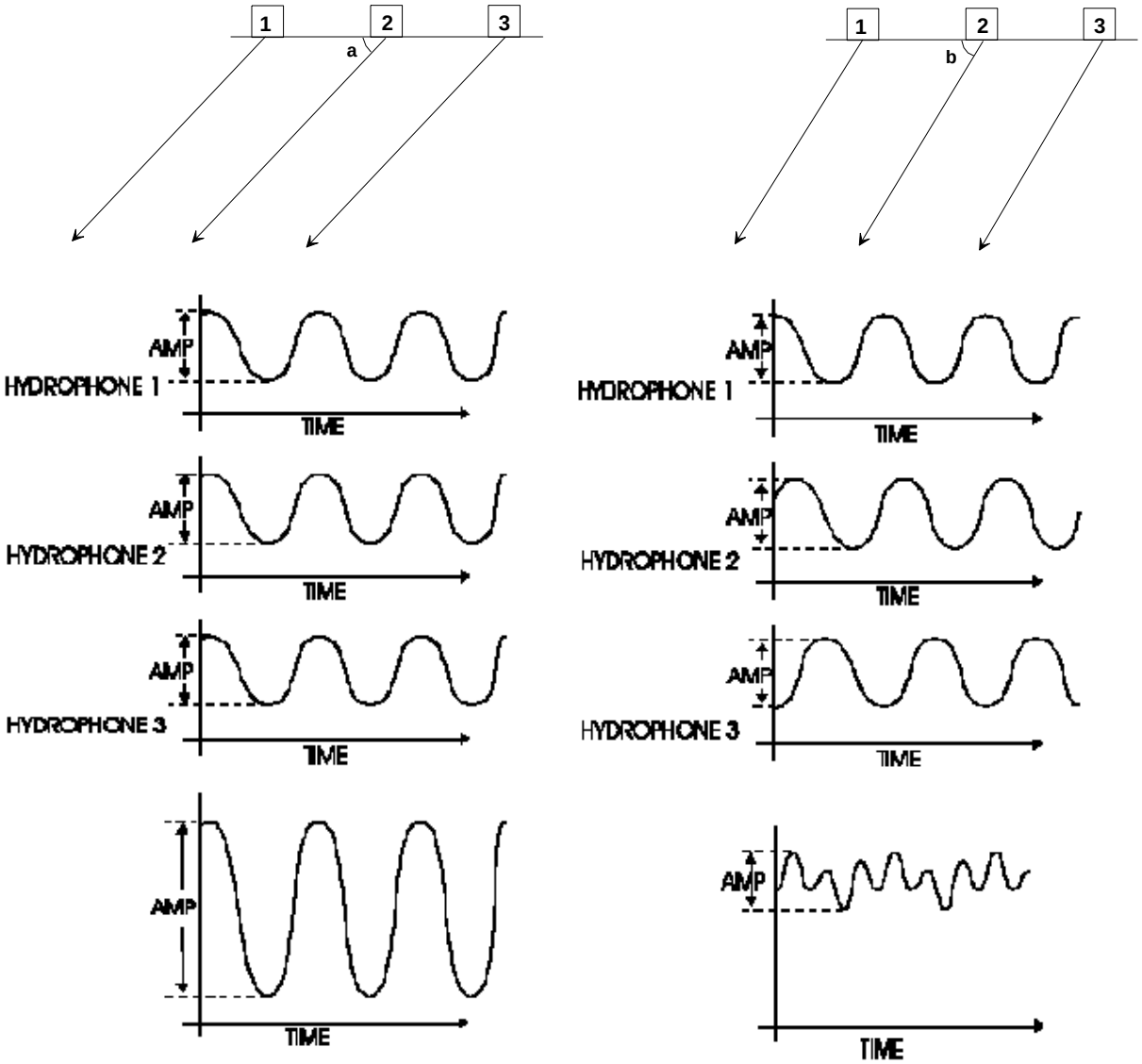
La geometria "a ventaglio" dell'impulso viene ottenuta disponendo in linea una serie di trasduttori ad una distanza prefissata, in funzione della lunghezza d'onda utilizzata, da dar luogo ad un fenomeno di interferenza costruttiva; tale configurazione fa sì che l'onda sia trasmessa soltanto in determinate direzioni mentre nelle altre abbia luogo interferenza distruttiva e non venga trasmesso nulla.



Rappresentazione schematica del ciclo di un singolo impulso

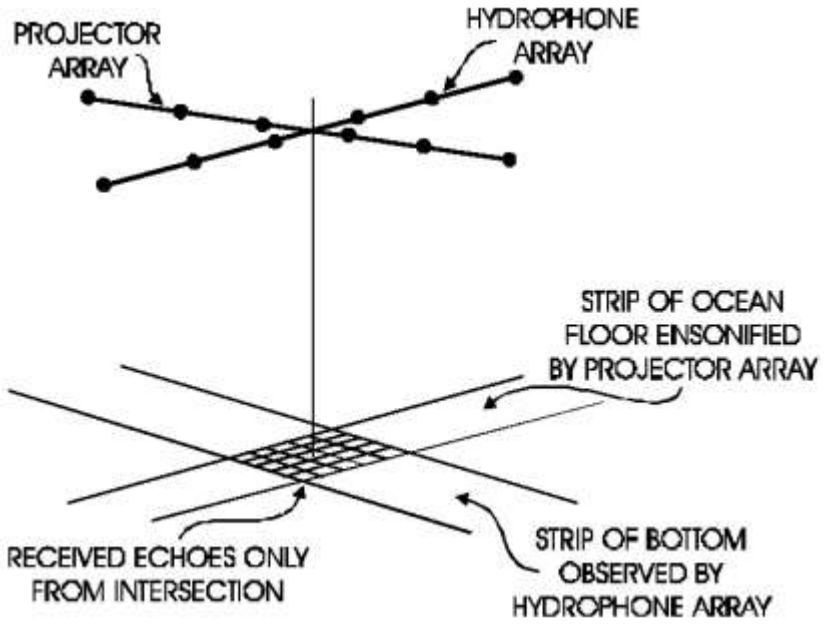
A differenza del singlebeam nel multibeam l'apparato di ricezione non è costituito dagli stessi trasduttori che emettono l'impulso bensì da una linea di idrofoni, disposti perpendicolarmente ai precedenti, che sfruttano lo stesso principio dell'interferenza costruttiva per captare gli echi provenienti da una precisa direzione.

Agli idrofoni viene applicata la tecnica del "beam steering" per far sì che questi captino gli echi preferenzialmente da una serie di angolazioni prestabilite, corrispondenti in ultima analisi alle singole aree di fondale insonificate dal ventaglio dell'impulso inviato. Per questo scopo è necessaria una configurazione "a croce" dei due allineamenti proiettori - idrofoni, con i proiettori paralleli all'asse maggiore della nave e gli idrofoni perpendicolari: la cosiddetta "Mills Cross" dal nome di un apparato per ricerca radioastronomica che fu inventato in Australia e che sfruttava lo stesso principio.

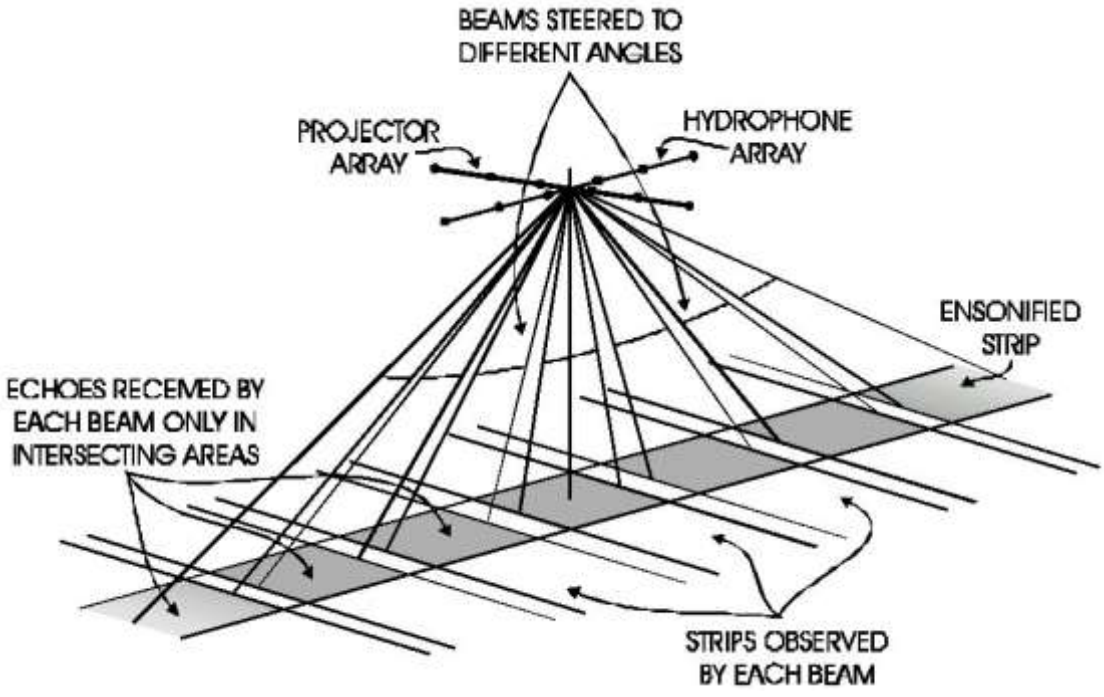


La distanza tra i tre idrofoni è tale che per un angolo a le onde sono in fase e danno interferenza costruttiva, come mostrato dai diagrammi di sinistra; il contrario avviene per un angolo $b \neq a$ dove le onde si combinano dando una risultante di ampiezza minima.

Il motivo di queste apparenti complicazioni sta nella possibilità data da tale configurazione di poter identificare precisamente la direzione di provenienza di ciascun eco di ritorno. Poiché un allineamento di proiettori trasmette l'impulso in tutte le direzioni perpendicolari all'asse di tale allineamento, se si ponesse anche l'allineamento di idrofoni parallelo al precedente questo riceverebbe echi da tutti i punti della stessa striscia di fondale insonificati e ciò renderebbe impossibile distinguere la posizione dei singoli echi. Ponendo i due allineamenti perpendicolari tra loro, la striscia di fondale insonificata risulterà intersecata dalla striscia di fondale rilevata dagli idrofoni identificando in maniera univoca il punto di provenienza dell'eco, come esemplificato dalle figure.



Applicando il "beam steering" ciò che nella precedente figura era fatto per un singolo punto ora può essere fatto per tutti i punti della strisciata insonificata dai proiettori, localizzando perfettamente ciascun eco.



APPENDICE F – Tavole fuori testo

CARTA INTERPRETATIVA DELL'AREA DELLA CONOIDE TORBIDITICA DEL FIUME MAGDALENA - scala 1:200.000; mappa delle pendenze, mappe ad isolinee (equidistanze 25 m/5 m in funzione del gradiente), simboli interpretativi.

TAVOLA 1 – Settore "Dorsali"; ubicazione dei toponimi e dei lineamenti. Mappa ad isolinee con equidistanza 20 m.

TAVOLA 2 – Settore "Dorsali"; ubicazione dei profili topografici e mappa generale delle pendenze. Mappa ad isolinee con equidistanza 50 m.

TAVOLA 3 – Settore delle "Dorsali"; ubicazione dei profili topografici a "greca"; mappa ad isolinee con equidistanza 50 m e shaded relief.

TAVOLA 4 – Settore "Fronte retrostante a NE del canyon di Aguja"; ubicazione dei profili topografici ed a "greca"; mappa delle pendenze, shaded relief e mappa ad isolinee con equidistanza 20 m.

TAVOLA 5 – Settore "Canyon di Aguja"; ubicazione profili topografici, shaded relief, mappa delle pendenze, mappa vettori, mappa ad isolinee con equidistanza 20 m ed interpretazione.

TAVOLA 6 – Settore "Canyon di Aguja", Conca 1; shaded relief, mappa delle pendenze, mappa vettori, mappa ad isolinee con equidistanza 20 m, surface map ed interpretazione.

TAVOLA 7 – Settore "Canyon di Aguja", Conca 2; shaded relief, mappa delle pendenze, mappa vettori, mappa ad isolinee con equidistanza 20 m, surface map ed interpretazione.

TAVOLA 8 – Settore "Canyon di Aguja", Incisioni 1; shaded relief, mappa delle pendenze, mappa vettori, mappa ad isolinee con equidistanza 20 m, surface map ed interpretazione.

TAVOLA 9 – Settore "Canyon di Aguja", Settore centrale; shaded relief, mappa delle pendenze, mappa vettori, mappa ad isolinee con equidistanza 20 m, surface map ed interpretazione.

TAVOLA 10 – Settore "Canyon di Aguja", Settore Sudorientale; shaded relief, mappa delle pendenze, mappa vettori, mappa ad isolinee con equidistanza 20 m, surface map ed interpretazione.

TAVOLA 11 – Settore "Conoide del Canyon di Aguja" shaded relief, ubicazione dei profili topografici, mappa ad isolinee con equidistanza 10 m, surface map ed interpretazione.

TAVOLA 12 – Settore di Piana Abissale; shaded relief, ubicazione dei profili topografici, gradienti di pendio medi, mappa ad isolinee con equidistanza 50 m.

TAVOLA 13 – Settore di Piana Abissale; Surface Map con linee di drenaggio equidistanza 100 m.

TAVOLA 14 – File "PEPEGRINGO 3D.SRF"; surface map con linee di drenaggio, equidistanza 50 m.

TAVOLA 15 – File "V012-V017 3D.SRF"; surface map con linee di drenaggio, equidistanza 50m.

TAVOLA 16 – Settore "Terza dorsale ed aree circostanti"; surface map con linee di drenaggio, equidistanza 50 m.

TAVOLA 17 – Settore "Sbocco canyon *f1-f11*"File "F1-F11 3D.SRF"; surface map con linee di drenaggio, equidistanza 20 m.

TAVOLA 18 – File "R10 3D.SRF"; surface map con linee di drenaggio, equidistanza isolinee 50 m.

TAVOLA 19 – Settore "Fronte retrostante a NE del canyon di Aguja"; surface map con linee di drenaggio, equidistanza 50 m.

BIBLIOGRAFIA

Nota: Per avere riscontro ed una visione più completa su taluni aspetti si è consultata in certi casi la bibliografia relativa anche ad altri fiumi.

Allen J.R.L. (1970) - Sediments of the modern Niger delta (in "Deltaic sedimentation modern and ancient" a cura di J.P.Morgan): SEPM Spec. Pub. 15 (pp.138-151)

Ball, M. (1969) - Diapirs of Magdalena delta: : AAPG bulletin, v. 53, p. 2195-2196.

Berg O.R. (1982) – Seismic detection and evaluation of delta and turbidite sequences: their application to exploration for the subtle trap; AAPG bulletin V.66, No.9, p.1271-1288.

Boccaletti M., Tortorici L. (1987) – Appunti di geologia strutturale. Patron ed.

Bouma A.H., Rezak R., Antoine J.W., Bryant W.R., Fahlquist D.A. (1972) - Deep sea sedimentation and correlation of strata off Magdalena River in Beata strait, in Petzall, C., ed., Transactions of the Sixth Caribbean Geological Conference. Isla de Margarita, Venezuela. Julio 6-14, 1971: Caracas, Cromotip, p.430-438.

Bouma A.H., Treadwell T.K. (1975) – Deep sea dune like features: Marine Geology, 19, p.M53-M59.
Bowland C.L. (1993) - Depositional history of the western Colombian Basin, Caribbean Sea, revealed by seismic stratigraphy: GSA bulletin, v.105, p.1321-1345.

Breen N.A. (1989) - Structural effect of the Magdalena fan deposition on the northern Colombia convergent margin:: Geology, v.17, p.34-37.

Burke K. (1972) – Longshore drift, submarine canyons and submarine fans in development of Niger delta: AAPG bulletin, V.56, No.10, p.1975-1983.

Case J.E., Duran S.L.G., Alfonso Lopez R., Moore W.R. (1971) – Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama: GSA bulletin, V.82, p.2685-2712.

Coleman J.M., Wright L.D. (1975) – Modern river deltas: variaility of processes and sand bodies; in Broussard M.L., Deltas: models for exploration, Houston Geol. Soc., p.99-149.

Davis D., Suppe J., Dahlen F.A. (1983) – Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges, Journal of Geophysical Research , 88, B2, p.1153-1172.

Dill R.F. (1965) – Bathyscaph observations in the La Jolla submarine fan valley: AAPG bulletin, V.48, p.338.

Duplaix S., Nesteroff W.D., Heezen B.C. (1972) - Les provinces pétrographiques des turbidites de la mer des Antilles. Étude du triage des minéraux des sables transportés par les courants de turbidité: Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, v. 14/5, p. 485-498.

Duque-Caro H. (1979) - Major structural elements and evolution of northwestern Colombia, (in Watkins J.S., Montadert L. and Dikerson P.W. eds. Geological and geophisical investigations of continental margins): AAPG memoir, 29, p.329-352.

Duque-Caro-Page-Cuellar (1983) - General geology, geomorphology and neotectonics of northwestern Colombia. 10th Conference Geologique des Caraibes, Cartagena, Field trip C.

Duque-Caro H. (1984) - Structural style, diapirism and accretionary episodes of the Sinu-San Jacinto terrane, southwestern Caribbean borderland: GSA memoir, v.162, p.303-316.

Edgar N.T., Ewing J.I., Hennion J. (1971) – Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea: AAPG bulletin, V.55, No.6, p.833-870.

Boyer S.E., Elliott D. (1982) – Thrust systems: AAPG bulletin, V.66, No.9, p.1196-1230.

Ercilla G., Alonso B., Estrada F., Baraza J., Chiocci F.L., Pérez-Belzuz F., Farran M. (2000) – El sistema turbiditico del Magdalena (Mar Caribe): Procesos geologicos recientes. In "Valles submarinos y sitemas turbiditicos modernos" (B.Alonso y G.Ercilla ed.), Consejo Superior de Investigaciones Cientificas, Barcellona.

Ewing J.I., Talwani M., Ewing M. (1965) – Sediment distribution in the Caribbean Sea: Proceeding 4th Caribbean Geological Conference, Trinidad (p.317-324).

Heezen B.C. (1955) – Turbidity currents from the Magdalena river, Colombia: GSA bulletin, V.66, p.1572.

Hezen B.C. (1956) - Corrientes de turbidez del Rio Magdalena: BOLL. SOC. GEOGRAFICA DE COLOMBIA, V.51-52 (p.135-143)

Heezen B.C. (1956) – Modern turbidity currents: Eclogae Geol. Helv., V.51, No.3, p.521-522.

Heezen B.C., Muñoz J.N.G. (1965) - Magdalena turbidites in deep-sea sediments: Proceeding 4th Caribbean Geological Conference, Trinidad (p.342)

Hoorn C., Guerrero J., Sarmiento G., Lorente M.A. (1995) - Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America: Geology, v.23, p.237-240.

Hoover R.A., Bebout D.G. (1985) - Submarine fan diversion by tectonic activity. Magdalena fan and slope, southern Caribbean: Transactions of the 35th annual meeting of the Gulf coast association of geological societes AAPG regional meeting and the Thirty-second annual meeting of the Gulf coast Section of the society of economic paleontologists and mineralogists. (Ewing editor) publisher: Gulf coast assc. of Geological Societes 35 (p. 395).

Javelaud O., Pujos M. (1987) – Repartition des sediments superficiels sur la plate-forme continentale caraibe de la Colombie: Bull. Inst. Gèol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n.35, p.99-103.

Jordan T.J. (1975) – The present day motions of the carribbean plate, Journal of Geophysical Research, 80, 32 p.4433-4439

Kellog J.N., Bonini W.E. (1982) - Subduction of the Caribbean plate and basament uplifts in the overriding south american plate: TECTONICS, V.1, No.3, p.251-276.
Kolla V., Buffler R.T. (1984) – Morphologic, acoustic and sedimentologic characteristics of the Magdalena fan: Geo-Marine Letters, V.3, p.85-91.

Kolla V., Buffler R.T., Ladd J.W. (1984) – Seismic stratigraphy and sedimentation of Magdalena fan, Southern Colombian Basin, Caribbean Sea: AAPG bulletin, V.68, No.3, p.316-332.

Kolla V., Buffler R.T. (1985) - Magdalena fan, Caribbean (in Bouma, Nomark and Barnes ed.): Submarine fan ans related turbidite systems- New York, Springer-Verlag, p.71-78.

Krause D.C. (1971) - Bathimetry, Geomagnetism and Tectonics of the Caribbean Sea north of Colombia, (in Donnelly ed.): Caribbean geophisical, tectonic and petrologic studies GSA memoir 130, (p.35-54)

L-3 Communications SeaBeam Instruments (2000) – Multibeam Sonar Theory of Operation, in www.seabeam.com/theory.htm.

Ladd J.W. (1976) – Relative motion of South America with respect to North America and caribbean tectonics, GSA bulletin, V.87, p.969-976.

Ladd J.V., Trunchan M. (1983) - Compressional features across the Caribbean margin of Colombia (in Seismic expressions of structural styles; apicture and work atlas; vol. 3; Bally ed.)- AAPG studies in geology, 15, p.163-166.

Ladd J.W., Trunchan M., Talwani M., Stoffa P.L., Houtz R., Mauffret A., Westbrook G. (1984) - Seismic reflection profiles across the southern margin of the Caribbean: GSA memoires, 162, p.153-159.
Lehner P., Doust H., Bakker G., Allenbach P., Gueneau J. (1983). Active Caribbean margin of South America (in Bally A.W. ed.: Seismic expression of structural styles) American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, 15, p. 3.4.2.111 - 3.4.2.128.

Lewis K.B. (1971) – Slumping on a continental slope inclined at 1°-4°: Sedimentology, 16, p.97-110.
Lu R.S., McMillen K.J. (1982)- Multichannel seismic survey of Colombia basin and adjacent margins (in studies in continental margins geology): AAPG memoir, 34, p.395-410.

Malfait B.T., Dinkelman M.G. (1972) – Circum Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the caribbean plate, GSA bulletin, V.83, p.251-272.

Martinez J.O., Pilkey Jr O.H., Neal W.J. (1990) - Rapid formation of large coastal sand bodies after emplacement of Magdalena River jetties, northern Colombia: Environmental Geology and Water Sciences, v.16, p.1-8.

Martini C. (1978) – Mapa tectonico Norte de America do Sur (sc. 1:2500000): Rep. De Venezuela, Min. Energia y Minas. (Stralcio)

Matthews W.H., Shepard F.P. (1962) – Sedimentation of Fraser river delta, British Columbia: AAPG bulletin, V.46, No.8, p.1416-1443.

McQuillin R., Ardus D.A. (1977) – Exploring the Geology of shelf seas. Graham and Trotman limited ed., 234 p.

Menard H.W.Jr. (1955) – Deep sea channels, topography and sedimentation: AAPG bulletin, V.39, No.2, p.236-255.

Muñoz N.G. (1966) - Turbiditas en sedimentos profundos de la cuenca oceánica de Colombia e influencia del Rio Magdalena: Geos, Escuela de Geología y Minas, UCV, Caracas, v. 15, p. 7-101.

Nelson C.H., Carlson P.R., Byrne J.V., Tau Rho Alpha (1970) – Development of the Astoria canyon-fan physiography and comparison with similar systems: Marine Geology, 8, p.259-291.

Nelson C.H., Nilsen T.H. (1974) - Depositional trends of modern and ancient deep-sea channel, (in "Modern and ancient geosynclinal sedimentation"): SEPM Spec. Pub. 19 (p.69)

Normark W.R., Piper D.J.W. (1969) – Deep sea fan valleys past and present: GSA bulletin, V.80,p.1859-1866.

Normark W.R. (1970) – Growth of deep sea fans: AAPG bulletin, V.54, No.11, p.2170-2195.

Normark W.R. (1974) - Submarine Canyons and fan Valleys: Factors affecting growth patterns of deep-sea fans, (in "Modern and ancient geosynclinal sedimentation"): SEPM Spec. Pub. 19 (p.56-58)

Normark W.R. (1978) – Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: Charachters for recognition of sandy turbidite enironments: AAPG bulletin, V.62, No.6, p.912-931.

Pickering K.T., Hiscott R.N., Kenyon N.H., Ricci Lucchi F., Smith R.D.A. (1995) – Atlas of deep water environments, architectural style in turbidite systems. Chapman and Hall, p.333.

Pennington W.D. (1971) – Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of nortwestern South America, Journal of Geophysical Research, 86, B11, p.10753-10770.

Prell W.L. (1978) - Upper Quaternary sediments of the Colombia Basin: Spatial and stratigraphic variation: GSA bulletin, V.89, p.1241-1255.

Press, F., Siever, R. (1994) – Introduzione alle scienze della Terra: Zanichelli ed., 572 p.

Pujos M., Pagliardini J.L., Steer R., Vernette G, Weber O. (1984) – Influence du contre courant cotier nord colombien sur la circulation des eaux du plateau continental; son action sur la dispersion des rejets en suspension du Magdalena: Bull. Inst. Gèol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n.35, p.77-85.

Rapporto di presentazione per richiesta di partecipazione alla campagna oceanografica della nave BIO "Hesperides" al largo dei fiumi Orinoco e Magdalena; prof. Carlos Pirmez (Lamont Doherty Eatrh Observatory, Palisades, New York, USA). Febbraio 1997.

Rapporto scientifico di fine campagna oceanografica al largo dei fiumi Orinoco e Magdalena, Nave oceanografica BIO Hesperides, Aprile 1997.
(Si consulti anche il sito web http://ugbo.icm.csic.es/Hesperides/campanyas/lista_campanyas.htm).

Reading H.G., Richards M. (1994) – Turbidite systems in deep-water basins margins classified by grain size and feeder system: AAPG bulletin, V.78, No.5, p.792-822.

Ross M.I., Scotese C.R. (1988) – A hierarchical tectonic model of the gulf of Mexico and Caribbean region, Tectonophysics, 155, p.139-168.

Shepard F.P. (1955) – Delta front valleys borderign the Mississippi distributaries: GSA bulletin, V.66, p.1489-1498.

Shepard F.P. (1973) - Sea floor off Magdalena delta and Santa Marta area, Colombia: GSA bulletin, V.84, p.1955-1972.

Shepard F.P. (1976)- Delta front diapirs off Magdalena River, Colombia, compared with hills off other large deltas: Trans. Gulf Coast Assoc. Geol., 17 (p.316-325)

Shepard F.P., Dill R.F., Heezen B.C. (1968) - Diapiric intrusions in foreset slope sediment off Magdalena delta, Colombia: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 52, p. 2197-2207.

Sykes L.R., McCann W.R., Kafka A.L. (1982) – Motion of caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier cenozoic movements, Journal of Geophysical Research, 87, B13, p.10656-10676.

Thomas Y.F., Amaya C.A.A. (1989) - Dinamique des sediments en suspension au sud-ouest du delta du Rio Magdalena, mer des Caribes (Colombie) (in les Littoraux; second forum du GFG): Bulletin Centre de Geomorphologie de Caen, 36; p.39-42.

Toto E.A., Kellogg J.N. (1992) - Structure of the Sinú-San Jacinto fold belt - An active accretionary prism in northern Colombia: Journal of South American Earth Sciences, v.5, p.211-222.

Trabant P.K. (1984) – Applied High-Resolution Geophysical Methods, Offshore Geoengineering Hazards, 265 p.

Twiss R.J., Moore E.M. (1992) – Structural Geology. W.H. Freeman and Co. (ed.), p.532.

Vernette G. (1989) – Examples of diapiric control on shelf topography and sedimentation patterns on the Colombian Caribbean continental shelf: Jour. of South Am. Earth Sciences, Vol.2, No.4, p.391-400.

Vernette G., Hincape de Martinez S., Martinez J.O., Parada C. (1984) – Caracteristiques et mise en place des sediments sur la plate-forme continentale colombienne en Mer Caribe du fleuve Magdalena au golfe de Morrosquillo: Bull. Inst. Gèol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, n.35, p.87-102.

Vernette G., Mauffret A., Bobier C., Briceno L., Gayet J. (1992) – Mud diapirism, fan sedimentation and strike-slip faulting, Caribbean Colombian Margin: Tectonophysics, 202, p.335-349.

Walker J.R., Massingill J.V. (1970) – Slump features on the Mississippi fan, Northeastern Gulf of Mexico: GSA bulletin, V.81, p.3101-3108.

Wetzel A. (1993) – The transfer of river load to deep-sea fans: a quantitative approach: AAPG bulletin, V.77, No.10, p.1679-1692.

AAVV (19) - The Gulf of Mexico and the Caribbean, in: The Oceans Basins and Margins, Nairn A.E.M. and Stheli F.G. (ed.), vol.3, Plenum Press, New York and London.

Di seguito vengono riportate alcune publicazioni che non è stato possibile reperire ma che costituiscono parte importante della bibliografia sul fiume Magdalena ed in generale sull'argomento:

AAVV (1991) – Seismic facies and sedimentary processes of modern and ancient submarine fans. Weimer P., Link M.H. (editors). New York, Springer.

Appelbaum B., Bouma A. (1976) - Depositional microtextures of Colombia basin deep water sands, in Causse, R., ed., Transactions of the VIIth Caribbean Geological Conference. San François Guadeloupe, 30 du Juin au 12 Juillet, 1974: Pointe-A-Pitre, Service de Industrie et des Mines, p. 177-183.

Bordine B.W. (1974) - Neogene biostratigraphy and paleoenvironments, lower Magdalena Basin, Colombia [Doctor of Philosophy Thesis]: Louisina State University, Baton Rouge, 265 p.

Brousserd M.L. (1975) – Deltas: models for exploration – Houston Geol. Soc. (555 p. estratti pp. 99-150)

Burel T., Vernette G. (1981) - Evidencias de cambios del nivel del mar en el Cuaternario de la región de Cartagena (Bolivar): Revista CIAF, v. 6/1-3, p. 77-92.

Cervantes (1969) - Algunas concideraciones geomorfologicas de la cuenca del Rio Magdalena: Boletin del instituto de Geografia. 2; (p.89-107) uni. Nacional Autonoma de Mexico.

Duque-Caro H.(1991) - Contributions to the geology of the Pacific and Caribbean Coastal Areas of Northwestern Colombia and South America [Ph.D. Dissertation]: Princeton University, Princeton, 132 p.

Duque Caro, Page, Cuellar (1983) - General geology, geomorphology and neotectonics of northwestern Colombia. 10th Conference Geologique des Caraibes, Cartagena, Field trip C.

Edgar N.T., Saunders J.B., Bolli H.M., Boyce R.E., Broecker W.S., Donnelly T.W., Gieskes J.M., Hay W.W., Horowitz R.M., Maurrasse F., Perez Nieto H., Prell W., Premoli S.I., Riedel W.R., Schneidermann N., Waterman L.S. (1973) - Site 154, in Edgar, N. T., Saunders, J. B., et al., eds., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 15: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, p. 407-471.

Forero Esguerra O. (1974) - The Eocene of Nortwestern South America [Master of Science Thesis]: The University of Tulsa, 81 p.

Govea-Aguilera (1985) - Cuencas sedimentarias de Colombia-Memorias-Congreso latino americano de geologia. 6; 2, (p.425)
Shirley M.L. (1966) – Deltas in their geological framework – Houston Geol. Soc. (estratto pp.1-16)

Guzman O.G. (1976) - Investigaciones de paleomamalogía en los paises andinos intertropicales, in Etayo-Serna, F., and Caceres-Giron, C., eds., I Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, Agosto 4-8, 1969: Bogotá, Universidad Nacional de Colombia, p. 135-154.

Guzman O. G. (1995) - Geología regional del Caribe colombiano. Problemática estratigráfica, in Asoc. Col. Geol. Geofis. Petrol. & Acipet, ed., Memorias, Sexto Congreso Colombiano del Petróleo. Santafé de Bogotá, 3-6 Octubre, 1995: Santafé de Bogotá, Asoc. Col. Geol. Geofis. Petrol. & Acipet, v. 1, p. 57-63.

Hunter V. (1987) - The evolution of Tertiary to Recent major fluvial drainage system of northern South America, in Duque-Caro, H., and Villegas, A., eds., Transactions of the Tenth Caribbean Geological Conference. Cartagena, Colombia, 14-22 August, 1983: Bogotá, Ingeominas, p. 371.

Lundberg J.G., Marshall L.G., Guerrero J., Horton B., Malabarba M.C.S.L., Wesselingh F. (1998) - The stage for neotropical fish diversification: A history of tropical South American Rivers, in Malabarba, L. R., Reis, R. E., Vari, R. P., Lucena, Z. M., and Lucena, C. A. S., eds., Phylogeny and Classification of Neotropical Fishes: Porto Alegre, Edipucrs, v. Part I, p. 13-48.

Pirmez C., Breen N.A., Flood R.D., O'Connell S., Jacobi R.D., Ladd J.W., Westbrook G., Franco J.V., Garzon M., Arias-Isaza F.A. (1990) - Gloria mosaic of the Magdalena deep-sea fan, northern Colombian convergent margin: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 74, p.741.

Potter P.E. (1997) - The Mesozoic and Cenozoic paleodrainage of South America: A natural history: Journal of South American Earth Sciences, v. 10, p. 331-344.

Ramirez J. E. (1976) - Los diapiros del Mar Caribe colombiano, in Etayo-Serna, F., and Caceres-Giron, C., eds., I Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, Agosto 4-8, 1969: Bogotá, Universidad Nacional de Colombia, p. 31-39.

Shipboard Scientific Party (1997) - Caribbean Volcanism, Cretaceous/Tertiary Impact, and Ocean-Climate History: Synthesis of Leg 165, in Sigurdsson, H., Leckie, R. M., and Acton, G. D., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports: College Station, Ocean Drilling Program. Texas A&M University, v. 165, p. 377-400.

Toto E.A. (1989) - Geophysical structural study of the north Colombia fold belt - An active accretionary wedge [Ph.D. Dissertation]: University of South Carolina (Durham), 101 p.

Vernette G. (1986) - Le diapirisme argileux et ses consequences sur les caracteres morphologiques et sedimentaires de la marge colombienne des caraibes: Bulletin de Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, v. 40, p. 35-51.

Vernette G. (1989) - Examples of diapiric control on shelf topography and sedimentation patterns on the Colombian Caribbean continental shelf: Journal of South American Earth Sciences, v.2, p. 391-400.

Wüst G. (1964) – Stratification and circulation in the Antillean-Caribbean basins. Columbia University Press, New York, 64 pp.

Utile si è rivelata la visita ai siti web delle seguenti istituzioni:

- Istituto di Scienze del Mare (ICM) dell'università di Barcellona, Spagna. (http://ugbo.icm.csic.es)
- L'università EAFIT di Medellin, Colombia. (http://eafit.edu.co)
- Centro di studi oceanografici ed idrografici (CIOH) di Cartagena de Indias, Colombia. (http://www.cioh.org.co)

Numerosi altri enti ed istituti di ricerca in campo oceanografico sono elencati nel sito della National Oceanic and Atmosferic Administration (NOAA) all'indirizzo:

http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/othermarine/othermarine.html

Laddove indicato, le mappe sono state scaricate dal sito della biblioteca dell'università del Texas per gentile concessione:

http://www.lib.utexas.edu/Libs/PCL/Map_collection/faq.html

Ringraziamenti [114]

Desidero ringraziare i miei Genitori che hanno supportato e tollerato senza mai (…bè, quasi mai…) farmelo notare il mio lungo parcheggio all'università.
Desidero ringraziare il Prof. Chiocci per il rapporto amichevole e confidenziale che egli ha permesso si instaurasse tra noi, cosa insolitamente rara tra professori e studenti.
Ringrazio la Dott.ssa Gemma Ercilla, correlatrice della tesi; il Dott. M.Gaeta e la Prof.ssa S.Conti, relatori delle due tesine, per la loro assistenza.
Poi c'è la mia ragazza, Marisa, che probabilmente è più contenta di me in questo momento; per noi è sempre così, abbiamo fatto 17 esami ma l'ansia era per 34; sicuramente io starò al settimo cielo quando avrà discusso lei…
Un ringraziamento sentito e probabilmente inatteso (anche perché alcuni di loro forse nemmeno si ricorderanno di me) va a quattro professori che stimo molto: Lucio Loreto, Maurizio Parotto, Gianni Lombardi e Carlo Felice Boni; il motivo è molto semplice, loro non sono solo persone che conoscono bene la "geologia", sono individui che mettono grande passione e cura nell'insegnamento ed oltre alla loro materia di studio sono stati in grado di trasmettermi una fervente passione.
Rigorosamente in ordine alfabetico per non indurre rappresaglie sono finalmente felice di poter ringraziare per il loro supporto morale, per gli alcolici, per i gelati, i dolci, gli innumerevoli inviti a cena ed altrettante serate passate insieme a ridere a crepapelle fino a notte fonda le dott.sse Valeria Bernardini e Tiziana Chieruzzi e il dott. Emanuele Lancia, ovvero "i pupi", a parte gli scherzi, in assoluto i migliori amici che abbia mai avuto ed ai quali sono legato da un profondissimo affetto – monologo interiore – "…finora! …certo un bel regalo di laurea contribuirebbe a mantenere salda la classifica…"
Nondimeno desidero ringraziare i miei cari amici Eloisa DiRocco e Massimo Mascaro, che si sono resi utili da oltre oceano in vari modi, reperendo (…mammamia è orrendo 'sto verbo al gerundio!) svariati articoli all'università di Chicago e tollerando le mie continue richieste di danaro, …NO! cioè volevo dire di informazioni sull'utilizzo di certi programmi e senza mai protestare (…almeno credo, anche perché così lontani non avrei potuto sentirli).
Ringrazio quei compagni di corso che l'esperienza comune dell'università ha reso miei grandi amici, in particolare Aldo Fusciardi e Vincenzo Fuschini (che come al solito non si sono resi minimamente utili ma per stavolta li ringrazio ugualmente ;-).
Quale membro della "Compagnia Degli Sciacalli" voglio ringraziare gli altri affiliati per le numerose divertenti avventure attraversate insieme, siano essi legali, neutrali o caotici, chierici, elfi, avventurieri, mezzelfi, maghi, nani e ladri oltre all'innominabile master.
Si ritengano ringraziati inoltre tutti gli innominati fuori elenco, che mi hanno aiutato in un modo o nell'altro; lo so io e lo sanno loro (in alcuni casi lo so solo io), e questo basta.
Per la loro collaborazione, resa nei modi più disparati dalla semplice informazione, allo scambio di opinioni, all'invio gratuito di articoli, voglio ringraziare i seguenti (in alphabetic order) ricercatori, professori, professionisti vari, appartenenti alle più svariate istituzioni.

Don G. Bebout

Tom Bresnahan
Golden Software, Inc., Golden, Colorado, USA

Robert M. Cluff
President of "The Discovery Group, Inc.", Denver, Colorado, USA

William P. Dillon
U.S. Geological Survey

Hermann Duque-Caro
Consultant Oceanographer

Marcel·li Farran
Grup de Geología Marina - Institut de Ciencies del Mar – CSIC, Barcellona, Spagna

Mario Garcia-Gonzalez
Universidad Industrial de Santander, Colombia
Kay K. Hale
Librarian RSMAS Library, University of Miami, Florida, USA

Michel Hermelin
chairman geology professor, geology department at EAFIT university, Colombia

Mason Jones PCL Map Collection
University of Texas at Austin, USA

James N. Kellogg (Dr.)
Department of Geological Sciences, University of South Carolina, Columbia, USA

Dale C. Krause
Marine Science Institute, University of California, Santa Barbara, USA

[114] Questa è proprio l'ultima nota! Eccettuato il primo ringraziamento, che probabilmente non sarà mai sufficientemente grande, tutti gli altri compaiono in un ordine che **non** è dato dalla loro importanza essendo ognuno importante a suo modo e nella stessa misura degli altri, quindi se vi vedete in fondo, non pensate di contare di meno; "gli ultimi saranno i primi"...(ma per il momento arrivano in ritardo!) ;-)

Robert Lewis
NASA/Johnson Space Center

Ferran Estrada LLacer
Grup de Geología Marina - Institut de Ciencies del Mar – CSIC, Barcellona, Spagna

Maria Luisa Libutti
Biblioteca DST Università "la Sapienza"

Ray McAllister
Prof. Emeritus, Ocean Engineering, Florida Atlantic University, Boca Raton, USA

Teke O'Reilly
Institute for Earth Science and the Environment (IEE),
The Geological Society of America, Boulder, Colorado, USA

Peter Trabant
Consultant Oceanographer

Jeff Williams
U.S. Geological Survey

Deane M. Willis
Assist. Director Campus University of Texas at Austin, USA

Bev Wuerfel
Lamont Doherty Earth Observatory at Columbia University, NY, USA

Si ringraziano inoltre la pasticceria Seccy per l'invenzione dell'Ipperol e la gelateria Cristiano per quella del gusto Ferrero Rocher, componenti fondamentali per il buon esito del presente lavoro.
Un grazie di tutto cuore va allo stato italiano nelle sue varie forme: alla scuola italiana, all'università italiana, al comune di roma e al suo efficiente servizio giardini; ringrazio inoltre il cane che non ho mai avuto e che non ho nemmeno mai desiderato (senza il quale sono stato bene lo stesso).
Per fare questa tesi non sono stati molestati alberi nè abbattuti animali, …no, cioè, il contrario… ma poi perché uno dovrebbe abbattere un albero per fare una tesi…? Al massimo qualche imprecazione nei confronti dell' "hardware" – ovvero quella parte del computer che può essere presa a calci – e nei confronti di "quelle stramaledette stampanti" – perché sono tutte uguali – che si sono succedute nel complicarmi la vita, a loro tutto l'odio possibile.

…questo programma ha eseguito un'operazione non valida e sarà terminato ;-)